



APPORT DE LA GRAVIMETRIE ET DE L'INCLINOMETRIE A L'HYDROLOGIE KARSTIQUE

Thomas Jacob

► To cite this version:

Thomas Jacob. APPORT DE LA GRAVIMETRIE ET DE L'INCLINOMETRIE A L'HYDROLOGIE KARSTIQUE. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2009. Français. NNT: . tel-00404851

HAL Id: tel-00404851

<https://theses.hal.science/tel-00404851>

Submitted on 17 Jul 2009

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

**UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC**

T H E S E

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers

Ecole Doctorale : SIBAGHE

présentée et soutenue publiquement par

THOMAS JACOB

Le 3 juillet 2009

**APPORT DE LA GRAVIMETRIE ET DE L'INCLINOMETRIE
A L'HYDROLOGIE KARSTIQUE**

JURY

Michel Bakalowicz	HSM	Invité
Roger Bayer	GM	Directeur de Thèse
Rodolphe Cattin	GM	Examineur
Jean Chery	GM	Directeur de Thèse
Philippe Davy	GR	Examineur
Olivier Francis	ECGS	Rapporteur
Yves Quinif	FPMS	Rapporteur
Nicolas Rampnoux	Véolia	Invité
Yves Travi	LHA	Invité
Michel Van Camp	ORB	Examineur

RESUME

Les aquifères karstiques constituent l'essentiel des ressources en eau souterraine sur le pourtour de la Méditerranée. Leur structure et leur fonctionnement sont complexes et mal connus à cause du processus de karstification qui hiérarchise la circulation hydrodynamique en leur sein. La localisation du stockage de l'eau et de ses variations au sein de tels aquifères est difficile à mesurer et à modéliser.

Nous utilisons les outils de la géodésie pour apporter de nouvelles contraintes sur le fonctionnement hydrologique et les variations de stock d'eau en milieu karstique. Ainsi, le système karstique du Durzon, (Causse du Larzac, France) fait l'objet d'un suivi par plusieurs méthodes géodésiques incluant:

- Des mesures de gravimétrie absolue en trois sites répétées de manière mensuelle ;
- Des mesures répétées de gravimétrie relative entre la surface et la profondeur du karst ;
- Des mesures répétées de microgravimétrie ;
- Des mesures inclinométriques longue base en deux sites.

Nous démontrons que le couplage entre la gravimétrie absolue et relative permet d'appréhender les variations de stock d'eau sur le bassin d'alimentation étudié. Les variations inter-annuelles observées sont de l'ordre de 400 mm, et nous montrons que celles-ci s'opèrent dans certaines zones au sein des horizons supérieurs du karst : épikarst et zone d'infiltration. Une forte hétérogénéité spatiale des variations de stockage est aussi mise en évidence à l'échelle du bassin d'alimentation. Les mesures inclinométriques permettent de suivre les phénomènes d'infiltration rapide et lente dans la masse karstique fracturée. Le suivi géodésique de ce système karstique permet d'apprécier quantitativement et de façon intégrée son fonctionnement hydrologique et pourra être transposé pour l'étude d'autres aquifères karstiques.

Title : Water storage variations monitored by gravity and tilt in a karst system

ABSTRACT

Karst systems are the most important groundwater reservoirs in Mediterranean areas. Their structure and functioning are complex and not well known because of the high heterogeneity created and organised by groundwater flow. Water storage entities and water storage changes within remain difficult to assess by direct measurement and modelling.

Geodetic monitoring is here used to constrain and bring original insights on karst system functioning. The Durzon karst system (Larzac plateau, Southern France) is monitored by several geodetic techniques:

- Monthly absolute gravity measurements at three sites
- Time-lapse surface to depth gravity measurements
- Time-lapse microgravity surveying
- Continuous long base hydrostatic tiltmeter monitoring at two sites

Absolute gravity monitoring complemented with relative gravity surveys allows quantification of water storage changes on the studied karst system. Interannual water storage changes as detected by gravity are ~400 mm in amplitude. These storage changes are shown to occur in the epikarst and infiltration zone in certain areas. Water storage variations spatial heterogeneity is also demonstrated on the karst system. Tilt measurements monitor fast and slow infiltration processes within the karst fractured media. Karst system geodetic monitoring brings both quantitative and integrated hydrologic knowledge. Such methods could be applied to other karst aquifer studies.

DISCIPLINE : Sciences de la Terre

MOTS-CLES

Gravimétrie, inclinométrie, karst, géodésie, Larzac.

Gravimetry, tilt, karst, geodesy, Larzac.

Laboratoire Géosciences Montpellier, UMR CNRS/UM2 5243,
CC 60, Université Montpellier 2, Place E. Bataillon 34095 Montpellier cedex 5

Remerciements

Je tiens d'abord à remercier les rapporteurs de cette thèse, Olivier Francis et Yves Quinif, auxquels je n'ai pas laissé beaucoup de temps pour faire le rapport.

Mes pensées vont ensuite à mes directeurs de thèse: Roger Bayer et Jean Chéry. Messieurs, je vous remercie d'avoir été présents, disponibles et de bon conseil pendant ces trois ans et demi. A Roger, je dois le goût et la rigueur de la mesure de cette accélération qui nous attire tous vers le bas. A Jean, je dois l'intérêt pour le karst, son exploration et son instrumentation souterraine, et je m'excuse encore pour la tentative d'homicide involontaire le jour où j'ai mal remis le déviateur en remontant le puit de l'aven de la Beaumelle...

Ce travail n'aurait pas été possible sans Nicolas Le Moigne et Frédéric Boudin.

C'est avec un brin de nostalgie que je me remémore les premières mesures absolues du début d'année 2006, ces semaines passées sur le causse par un temps glacial, à dormir dans la cabane des chasseurs non chauffée sur une table servant à la découpe du gibier lorsqu' on mesurait aux Canalettes... Le premier levé gravimétrique en janvier 2007 a aussi été fort en émotions, entre dérapages incontrôlés et blocages du 4x4 dans la neige... Nico, toi qui à une époque passais plus de temps en ma compagnie que Stéphanie, je te remercie sincèrement pour ton aide, ta rigueur, ta droiture et tes conseils.

Fred, j'ai énormément appris de toi, et ton humour particulier (un peu lourd des fois, il faut l'avouer) a ensoleillé les quelques semaines passées ensemble sur le terrain. Je te remercie d'ailleurs pour ton volontarisme quant à donner un coup de main pour les levés gravimétriques.

Je tiens à remercier les personnes suivantes qui m'ont bien aidée pour ces levés: Marc Daignières, Michael Bonno, Philippe Collard, Philippe Vernant et Cédric Champollion.

Un acteur clé des mesures souterraines de cette thèse est Gilles Barrau, dont l'aide spéléologique a été irremplaçable. L'installation des inclinomètres et les mesures à la Beaumelle n'auraient pas été possibles sans lui. Gilles, je te remercie de m'avoir sorti entier d'une situation périlleuse.

Merci à Philippe Vernant pour ses nombreuses interventions souterraines.

Un remerciement particulier pour Marc Daignières qui m'a conseillé et a pris le temps de lire mes articles.

Hervé Jourde et Pascal Brunet de HSM nous ont été d'une aide précieuse quant à leur expertise en mesures hydrologiques et en panneau électrique. Les discussions avec Hervé et Pascal sur le fonctionnement karstique ont été très constructives.

Jean-Paul Boy a toujours été disponible et m'a considérablement aidé en me fournissant les effets gravimétriques 'lointains'. Jacques Hinderer m'a conseillé pour mon premier article, et Bernard Luck a mesuré les trois sites absolus en novembre 2006, je remercie ainsi l'EOST pour son implication.

Merci à Didier Loggia pour ses conseils pour la mesure de densité et de porosité et à Jeff Ritz pour les levés de GPS cinématique.

Sebastien Deroussi et Michel Diamant, responsables du parc INSU des gravimètres relatifs, nous ont conseillé admirablement.

Je tiens à remercier Nicolas Florsch, l'instigateur du projet ANR, et Laurent Longuevergne, pour des discussions constructives.

Le Parc Naturel Régional des Grands Causses, dont je m'excuse d'avoir écorché le nom dans mes articles, a été d'une très grande aide. Je remercie chaleureusement Frédéric Hervieu et Laurent Danneville pour la mise à disposition des données de débit du Durzon.

Un remerciement spécial à Céline Fabregat, qui a toujours géré mes nombreuses missions avec professionnalisme et bonne humeur.

Les mois de terrain et la pléthore de mesures effectuées ont été possibles grâce aux habitants du Larzac.

Un remerciement tout particulier à Olivier et Isabelle Danet qui nous ont toujours bien accueilli et nourri dans leur ferme auberge, et nous ont légué un coin de leur cave pour la mesure absolue.

Robert Calazel et Raymond Laval n'ont jamais hésité à nous aider, et ce dernier nous a permis d'installer le point de la Blaquérierie.

La mesure aux Canalettes a été possible grâce à l'ONF, représentée par Jean Pierre Ansonnaud, fin connaisseur de la forêt des Canalettes, et grâce à l'association de chasseurs des Canalettes.

La mairie de la Couvertorade nous a soutenu. Les habitants de Caussenuéjous et de Gaillac nous ont permis d'installer des pluviomètres.

Mes camarades de bureau Arnould, Seb, Karen et Claire ont su créer une bonne ambiance.

Merci à mes parents qui m'ont soutenu.

Finalement, je tiens à remercier Stéphanie, qui m'a accompagné au gré des hauts et des bas de ces années de thèse, en me soutenant constamment et en croyant en moi avec ardeur.

SOMMAIRE

1. Problématique.....	11
2. Géodésie et hydrologie continentale	13
1. <i>Influence de l'hydrologie continentale sur les observables géodésiques.....</i>	<i>13</i>
1.1. L'eau à l'échelle globale et ses effets géodésiques	13
1.1.1. Attraction newtonienne	14
1.1.2. Effet de déformation élastique.....	14
1.1.3. Déformation anélastique à l'échelle continentale.....	16
1.2. L'eau à l'échelle locale et ses effets géodésiques.....	17
1.2.1. Effets newtoniens	17
1.2.2. Déformation : cas des aquifères captifs.....	17
1.2.3. Effets de Poroélasticité	18
1.2.4. Variation de charge dans les fractures.....	19
2. <i>Les instruments utilisés</i>	<i>19</i>
2.1. Les Gravimètres terrestres	19
2.1.1. Le gravimètre absolu FG5	21
2.1.2. Gravimètre Scintrex CG5	24
2.2. Les inclinomètres hydrostatiques à longue base.....	26
3. <i>Sensibilité des instruments aux variations de stock d'eau</i>	<i>28</i>
3. Hydrogéologie karstique.....	29
1. <i>Le karst, paysage et aquifère.....</i>	<i>29</i>
1.1. Définition générale.....	29
1.2. Typologie et structure des systèmes karstiques.....	30
1.3. Spécificités du système karstique.....	32
1.3.1. Hétérogénéité de structure.....	32
1.3.2. Fonctionnement non linéaire	33
1.3.3. Karstification et évolution d'un massif calcaire	33
1.3.4. Un stockage important d'eau.....	34
2. <i>Stockage de l'eau et Modèles Conceptuels</i>	<i>34</i>
2.1. La zone saturée comme zone de stockage principale	34
2.1.1. Le modèle de Mangin.....	34
2.1.2. Le modèle de Drogue et de l'école Neuchâteloise	35
2.2. Stockage dans la zone d'infiltration et dans l'épikarst.....	36

3.	<i>Méthodes et moyens d'étude de l'hydrologie karstique</i>	37
3.1.	Détermination du bassin d'alimentation	37
3.2.	La source comme objet privilégié d'étude	37
3.2.1.	Analyse hydrodynamique de l'hydrogramme	37
3.2.2.	Analyse de la chimie des eaux	38
4.	<i>Différentes approches de modélisation</i>	39
4.1.	Modélisation physique	39
4.2.	Modélisation par fonction de transfert et convolution	39
4.3.	Modélisation par modèle à réservoirs	39
5.	<i>Approches géophysiques et géodésiques</i>	40
4.	Le site d'étude: Le système karstique du Durzon	43
1.	<i>Contexte et histoire géologique régionale</i>	43
2.	<i>Géologie</i>	44
2.1.	Lithologie et stratigraphie	44
2.2.	Structure	46
3.	<i>Géomorphologie</i>	47
3.1.	Topographie	47
3.2.	Formations superficielles	47
4.	<i>Hydrologie du système karstique du Durzon</i>	48
4.1.	La source du Durzon	48
4.2.	Organisation du système karstique du Durzon	49
4.2.1.	Bassin d'alimentation	49
4.2.2.	Cavités karstiques	49
4.2.3.	Apport de la géochimie	49
4.3.	Un fonctionnement particulier: lacs et écoulements temporaires	50
5.	<i>Contexte climatique</i>	52
5.1.	Précipitations	52
5.2.	Evapotranspiration	53
6.	<i>Instrumentation sur le système karstique du Durzon</i>	55
5.	Variations absolues de la pesanteur et stock d'eau	57
1.	<i>Motivation et résultats principaux</i>	57

2. Article: <i>Absolute Gravity monitoring of water storage variation in a karst aquifer on the Larzac plateau (Southern France)</i>	58
3. <i>Variation du stock d'eau à l'échelle du système karstique et variation de g</i>	80
3.1. Chronique complètes des mesures absolues (2006-2009).....	80
3.2. Modèles hydrologiques globaux et variation de g.....	80
3.3. Bilan de masse à l'échelle du bassin d'alimentation et erreurs associées	82
3.3.1. Pluviométrie	82
3.3.2. Débit du Durzon	85
3.3.3. Surface du bassin.....	85
3.3.4. Evapotranspiration réelle.....	85
3.3.5. Résultats et confrontations aux données absolues	88
3.4. Modèle pluie-débit à réservoir et variations de g	89
3.4.1. Le modèle de Fleury	89
3.4.2. Résultats	91
3.5. Modèles à réservoirs à caractère local : informations tirées des chroniques de g	95
4. <i>Conclusion partielle</i>	103
6. Mesures différentielles de pesanteur entre surface et profondeur du karst	105
1. <i>Motivation et résultats principaux</i>	105
2. Article: <i>Time-lapse surface to depth gravity measurements on a karst system reveal the dominant role of the epikarst as a water storage entity</i>	106
3. <i>Discussions complémentaires</i>	134
3.1. Commentaires additionnels à l'article	134
3.2. Que 'voit' la différence de gravité entre la surface et la profondeur ?	134
3.3. Variation de saturation et panneaux électriques à la Salvétat	135
4. <i>Conclusion partielle</i>	138
7. Microgravimétrie répétée et hétérogénéité spatiale du stockage	141
1. <i>Motivation et résultats principaux</i>	141
2. Article: <i>Time-lapse microgravity surveys reveal water storage heterogeneity of a karst aquifer</i> 142	
3. <i>Discussions complémentaires</i>	171
3.1. Indice topographique et variation de stock d'eau	171
3.2. Validité de l'Approximation de Bouguer	173
3.3. Variations de la piézométrie aux Ménudes et variation de g.....	175

4. Conclusion partielle	177
8. Infiltration souterraine et déformation Inclinométrieque.....	179
1. Motivation et principaux résultats.....	179
2. Article: Long base tiltmeters monitor water infiltration in a karst system	180
3. Discussion complémentaire.....	214
3.1. Remarques additionnelles à l'article	214
3.2. Mesure de débit à Titou et comparaison avec le tilt observé.....	215
4. Conclusion partielle	216
9. Mesures hydrologiques complémentaires	217
1. Mesures de niveaux hydrologiques	217
1.1. Les Ménudes.....	217
1.2. Aven de la Bise.....	218
1.3. Comparaison et discussion	219
2. Mesures de débit souterrains	220
2.1. Aven Titou.....	220
2.2. Aven de La Beaumelle	221
10. Synthèse	225
1. Apport et limites des techniques géodésiques en contexte karstique.....	225
1.1. Gravimétrie.....	225
1.2. Inclinométrie	227
2. Variations de stock d'eau dans le système karstique du Durzon	228
2.1. Epikarst.....	228
2.2. Zone d'infiltration	228
2.3. Zone saturée	229
3. Perspectives.....	230
11. Bibliographie.....	233
12. Annexes.....	243
1. Rapport : mesures gravimétriques sur le site ORE H+ de Ploemeur	243

1. PROBLEMATIQUE

L'eau dans les enveloppes fluides terrestres est présente sous trois phases : solide, liquide et gazeuse. De par leur densité, les phases liquides et solides interagissent avec la forme de la terre et modifient le potentiel de gravité. Par exemple, la présence de calottes glaciaires de plusieurs kilomètres d'épaisseur induit une déformation dynamique de la lithosphère terrestre sous la masse de glace. Des modèles viscoélastiques incorporant la rhéologie anélastique du manteau supérieur rendent compte de cette déformation ayant lieu sur des dizaines de milliers d'années. Sur des périodes plus courtes, les marées océaniques induisent des variations de pression sur le plancher océanique déformant la terre au rythme imposé par les astres solaires et lunaires. Une telle déformation peut atteindre 10 cm sur la verticale (Llubes *et al.*, 2008). La terre est alors considérée comme un solide élastique au regard des constantes de temps associées (inférieure à la dizaine d'année). A l'échelle continentale, l'eau liquide et ses variations de stock temporelles induisent une déformation verticale de l'ordre du cm (van Dam *et al.*, 2001). L'hydrologie, science qui s'intéresse au cycle de l'eau, et la géodésie, science qui s'intéresse à la forme de la terre, présentent ainsi des interactions qui, grâce au développement instrumental géodésique des vingt dernières années, peuvent maintenant être appréhendées.

La communauté des géodésiens a dans un premier temps considéré les effets de l'hydrologie comme source de bruit, ce qui, quand il s'agit d'étudier des phénomènes de la terre interne (marées terrestre, tectonique et géodynamique, modes propres de la terre...) est un point de vue justifié. Ce n'est que dans la dernière quinzaine d'année que des études spécifiques ayant pour but l'étude de l'hydrologie par la géodésie ont débuté. Un exemple de l'intérêt croissant de l'approche géodésique à l'étude de l'hydrologie est le lancement des satellites GRACE en 2002, destinés à la quantification des variations de pesanteurs induits notamment par l'hydrologie terrestre.

La gravimétrie s'intéresse au champ de pesanteur terrestre, qui, de façon simplifiée, vaut 9.81 m s^{-2} sur terre. Les variations de stock d'eau à l'échelle continentale influent sur la valeur de g selon trois mécanismes :

- un effet d'attraction direct des masses, dit newtonien. Pour donner un ordre de grandeur, l'attraction newtonienne d'une plaque infinie horizontale d'un mètre d'eau vaut $\sim 42 \text{ } \mu\text{Gal}$ ($1 \text{ } \mu\text{Gal} = 10^{-8} \text{ m s}^{-2}$);
- un effet causé par le déplacement radial du point d'observation dans le champ de pesanteur induit par la flexure;
- un effet d'attraction lié à la redistribution des masses causée par cette même flexure ;

De l'observation de l'espace avec les satellites GRACE à l'observation au sol avec les gravimètres terrestres, les variations de pesanteur en rapport avec l'hydrologie ne sont pas causées par les mêmes échelles spatiales de la distribution des masses d'eau. Un gravimètre terrestre est fortement influencé par les variations de masses locales, dans un rayon inférieur au kilomètre, alors que la donnée satellitaire est représentative de variations de masse ayant lieu sur plusieurs centaines de kilomètres

(Llubes *et al.*, 2004; Hinderer *et al.*, 2006). Les gravimètres terrestres apparaissent donc pour l'instant comme moyen d'étude privilégié de systèmes hydrologiques de taille inférieure à la centaine de kilomètres. C'est précisément dans cette optique qu'a été réalisée cette thèse.

Il n'existe que peu d'études traitant de la localisation des variations de stock d'eau au sein d'un système karstique par investigation directe sur le bassin d'alimentation. Ce travail de thèse a été initié dans le cadre du projet ANR ECCO 'Hydrologie et Géodésie' coordonné par Nicolas Florsch. L'objectif de ce projet est de qualifier les approches géodésiques pouvant apporter une quantification des variations de stock d'eau.

L'entité hydrologique étudiée dans ce travail est un système karstique du causse du Larzac. L'étude des aquifères karstiques présente plusieurs intérêts :

- d'une part, ils renferment l'essentiel des ressources en eau souterraine dans certains pays, notamment sur le pourtour de la Méditerranée.
- d'autre part, leur structure et leur fonctionnement sont complexes et mal connus à cause du processus de karstification qui hiérarchise la circulation hydrodynamique en leur sein. La localisation du stockage au sein de tels aquifères varie en fonction des systèmes étudiés, et fait actuellement objet de débat dans la communauté des hydrologues du karst. De tels aquifères sont classiquement étudiés par le débit à leurs exutoires car les études hydrologiques classiques en forage ne révèlent que certains aspects du transfert de l'eau.

Ainsi, depuis début 2006, le système karstique du Durzon fait l'objet d'un suivi par plusieurs méthodes géodésiques incluant:

- Des mesures de gravimétrie absolue en trois sites répétées de manière mensuelle ;
- Des mesures répétées de gravimétrie relative entre la surface et la profondeur du karst ;
- Des mesures répétées de microgravimétrie ;
- Des mesures inclinométriques longue base en deux sites.

Les objectifs de ce travail de recherche sont les suivants :

- D'un point de vue hydrologique, le but est d'apporter de nouvelles informations quant au fonctionnement du système karstique étudié grâce aux instruments géodésiques. La quantification des variations de stock d'eau et de leur localisation au sein du karst est ici l'objectif principal.
- Sur un plan méthodologique, il s'agit de démontrer de quelle façon ces instruments doivent être utilisés pour des études hydrologiques.
- D'un point de vue physique, les données géodésiques doivent permettre de proposer de nouveaux modèles de fonctionnement hydrologiques ou de réévaluer les modèles en vigueur.

Ce travail de thèse est structuré de la manière suivante. Nous présentons d'abord les observables géodésiques liées à l'hydrologie, puis les instruments utilisés. L'hydrologie karstique ainsi que le système karstique étudié sont ensuite présentés. De plus, sont exposés les résultats des suivis géodésiques dans l'ordre énoncé précédemment. Finalement, des mesures hydrologiques complémentaires sont analysées et une synthèse des observations est apportée.

2. GEODESIE ET HYDROLOGIE CONTINENTALE

1. Influence de l'hydrologie continentale sur les observables géodésiques

1.1. L'eau à l'échelle globale et ses effets géodésiques

Entre les quatre grands réservoirs d'eau de l'hydrosphère que sont les mers et océans, les eaux continentales (superficielles et souterraines), l'atmosphère, et la biosphère, l'échange d'eau est permanent et forme ce que l'on appelle le cycle externe de l'eau. Les moteurs essentiels de ce cycle sont le champ de gravité et le soleil. Ce dernier, grâce à l'énergie thermique qu'il rayonne, active et maintient constamment les masses d'eau en mouvement. Sur les continents, ce cycle se divise en deux parties intimement liées :

- une partie atmosphérique qui concerne la circulation de l'eau dans l'atmosphère, sous forme de vapeur d'eau essentiellement (double rôle de la gravité et du soleil),
- une partie terrestre qui concerne l'écoulement de l'eau sur les continents, qu'il soit superficiel ou souterrain (rôle prépondérant de la gravité).

Le cycle de l'eau est représenté en figure 2.1.

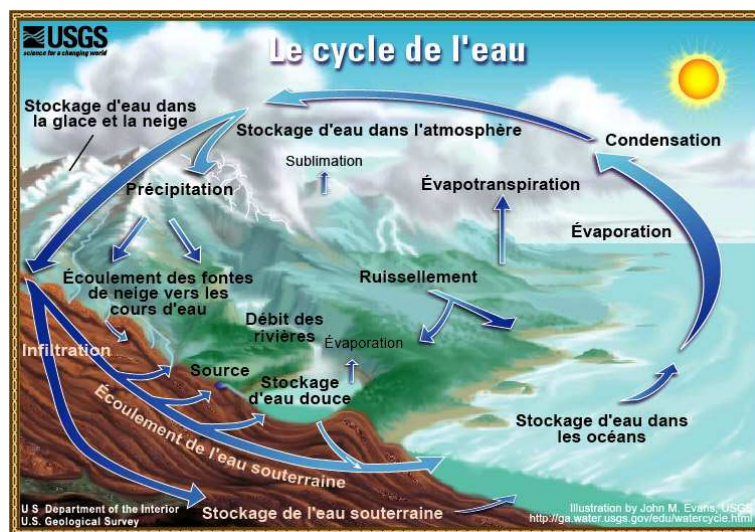


Figure 2.1 : Cycle de l'eau d'après le site de l'USGS (ga.water.usgs.gov)

La majeure partie de la redistribution des masses d'eaux continentales passe par les précipitations, le ruissellement de surface et l'évapotranspiration. Les précipitations constituent le flux d'entrée majeur en hydrologie continentale en tant qu'unique apport d'eau. L'axe de rotation de la terre n'étant pas normal au plan de l'écliptique, le forçage solaire est saisonnier, conditionnant les saisons marquées par des régimes de pluviométrie et d'évapotranspiration distinctes. Ainsi, des variations de stock d'eau à

l'échelle continentale ont lieu de manière saisonnière. Examinons maintenant l'effet des variations de stock d'eau sur les observables géodésiques: gravité et déformation.

Sur des échelles de temps courtes, la terre peut être considérée comme étant un solide élastique. Les variations de masse d'eau à sa surface produisent deux effets principaux :

- un effet direct dit newtonien, menant à la modification du champ de pesanteur ;
- un effet de surcharge élastique, induisant un déplacement radial et tangentiel de la surface ;

Ces déplacements influencent aussi le champ de pesanteur pour deux raisons :

- le déplacement radial du point d'observation dans le champ de pesanteur provoque un effet dit d'air libre;
- la redistribution des masses causées par la flexure a un effet newtonien.

1.1.1. Attraction newtonienne

L'attraction newtonienne $d\vec{g}(P)$ au point d'observation P généré par une masse ponctuelle dm située à une distance r s'exprime ainsi :

$$d\vec{g}(P) = -G \frac{dm}{r^3} \vec{r} \quad (2.1)$$

G étant la constante de gravitation universelle. En pratique, cette attraction est projetée sur la verticale. Du fait de la forme sphérique de la terre, un effet newtonien lié aux variations globales des masses d'eau continentales existe. En pratique, cet effet est faible devant l'effet de la surcharge élastique induit par telles masses, mais surtout par rapport aux effets newtoniens des masses locales à proximité de l'instrument.

1.1.2. Effet de déformation élastique

La déformation élastique générée par une masse d'eau dépend des paramètres géométriques liées à cette masse : répartition spatiale et hauteur d'eau. De plus, cette déformation dépend aussi des paramètres élastiques de la terre. Sur une terre sphérique, un formalisme adapté au calcul de déformation et de modifications du potentiel passe par les fonctions de Green. Les nombres de Love (1911) permettent d'établir des fonctions de Green, utilisées pour quantifier l'effet d'une masse ponctuelle appliqué à la surface de la terre en terme de déformation (déplacement radial et tangentiel, inclinaison) et de modification de potentiel (du au déplacement radial et à la redistribution des masses). Les nombres de Love sont calculés par la résolution des équations de gravito-élasticité pour un modèle de terre donné. Plusieurs auteurs ont calculé ces nombres avec les modèles de terre disponibles à leur époque. Ainsi, Farrell (1972) utilise le modèle de Gutenberg-Bullen et Pagiatakis (1990) le modèle Preliminary Earth Model (Dziewonski et Anderson, 1981). Les nombre de Love sont fonctions du degré n des harmoniques sphériques sur lesquels ils sont calculés : les déformations à grande longueur d'onde (à bas degré d'harmonique sphérique) font intervenir les propriétés élastiques

du manteau, alors que des déformations à faible longueur d'onde (degré d'harmonique sphérique élevé) mobilisent plutôt les propriétés de la lithosphère, voir de la croûte terrestre.

En pratique, l'évaluation de l'effet produit par la répartition spatiale des masses d'eau passe par la convolution de cette répartition par la fonction de Green associée à l'effet recherché (déplacement, inclinaison, gravité). Nous invitons le lecteur à se référer à la thèse de L. Longuevergne (2008) pour de plus amples informations sur l'usage des fonctions de Green.

La figure 2.2 montre les effets d'un chargement théorique d'un mètre d'eau sur une partie du continent européen: des déplacements verticaux jusqu'à 44 mm sont prédits, induisant des variations de pesanteur jusqu'à 14 μGal . Cette figure permet aussi de se rendre compte des longueurs d'onde associées à un tel chargement, la déformation se propage bien au delà de la surface chargée.

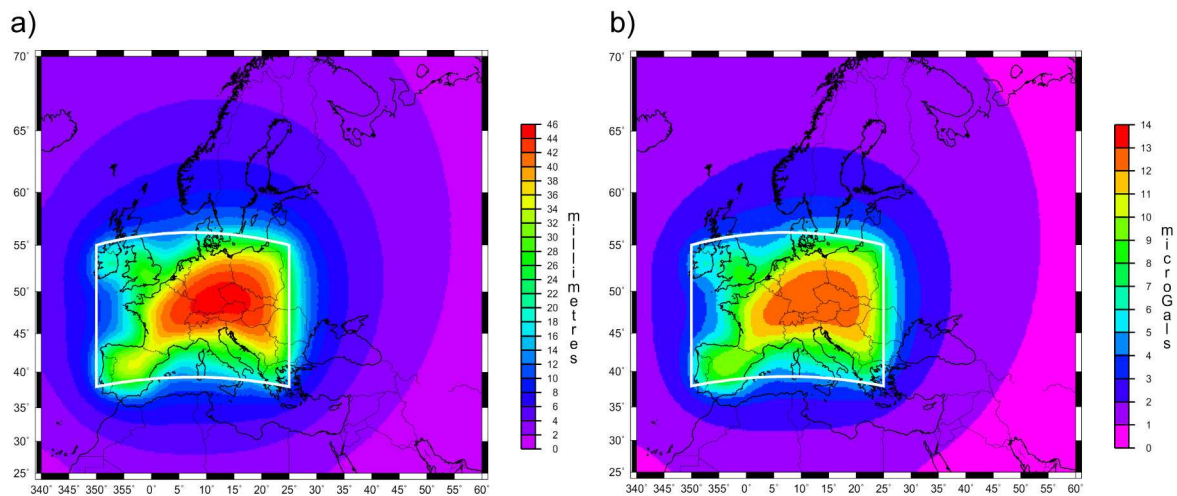


Figure 2.2 : Effets d'un mètre d'eau sur la masse continentale délimitée par le cadre blanc sur a) le déplacement radial et b) les effets de gravité induits par ce déplacement, d'après Florsch & Llubes (2002)

A l'échelle continentale, la répartition des masses d'eau et la variation de celle-ci peuvent être modélisées par des modèles hydrologiques globaux. Ainsi, les effets des variations de masses d'eau sur la déformation et la gravité peuvent être estimés, et comparés aux observables géodésiques.

La figure 2.3 montre une prédiction de l'amplitude du déplacement vertical causé par les variations de stock d'eau continentale. Les plus fortes amplitudes sont prédites aux endroits à fortes variations de stock d'eau ; ainsi, les régions équatoriales et particulièrement le bassin amazonien présentent des amplitudes de déformation verticale importantes.

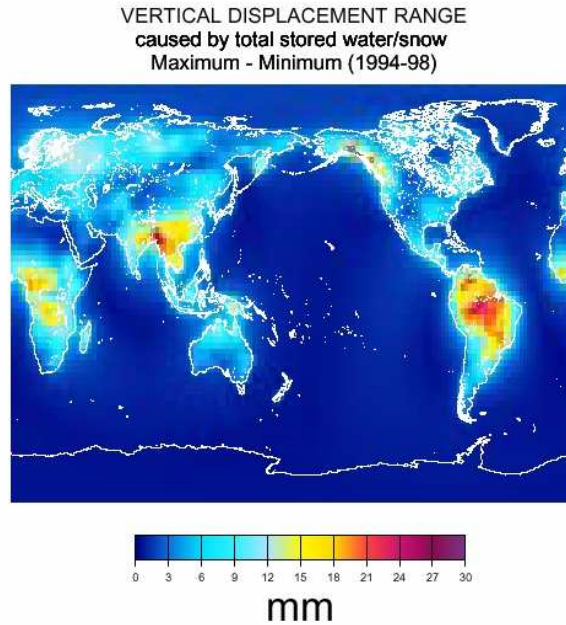


Figure 2.3 : Amplitude du déplacement vertical prédit par les variations de stock d'eau continental, d'après Van Dam et al. (2001).

Des chroniques de GPS installés en Amazonie voient des variations inter-annuelles sur la verticale de même ordre de grandeur que celles prédites par les modèles.

1.1.3. Déformation anélastique à l'échelle continentale

Les variations de stock d'eau à l'échelle continentale peuvent aussi avoir des effets anélastiques. Nous montrons ici un exemple où les variations de stock d'eau sont corrélées avec la sismicité sur le front himalayan. Bettinelli et al. (2008) montre en effet une corrélation entre le stock d'eau continental révélé par GRACE et estimé par des données d'altimétrie satellitaire de niveau des fleuves dans le

bassin du Gange et la sismicité sur le front himalayan (figure 2.4).

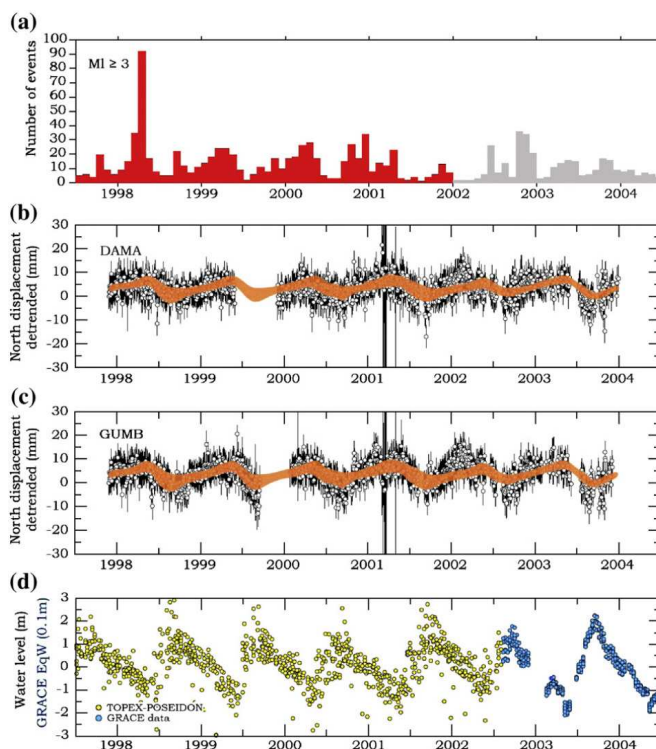


Figure 2.4 a) sismicité mesurée, b) et c) : déplacement horizontal mesuré par GPS à deux stations, les zones pleines représentent le déplacement modélisé dû au chargement hydrologique, d) variations de niveaux de fleuves mesurés par altimétrie satellitaire et lame d'eau équivalente mesurée par GRACE, d'après Bettinelli et al. (2008)

Selon les auteurs, les variations de chargement du bassin du Gange induisent des variations de contraintes sur la zone sismogène, se traduisant par une nucléation plus ou moins intense de séismes.

Cet exemple a le mérite de montrer que la charge due à l'eau continentale et ses variations induit à la fois des effets élastiques, mesurés par le GPS, mais aussi anélastiques, dont la sismicité témoigne.

1.2. L'eau à l'échelle locale et ses effets géodésiques

1.2.1. Effets newtoniens

En gravimétrie terrestre, l'effet newtonien des masses d'eau aux alentours d'un gravimètre est l'effet le plus significatif. En première approximation, l'attraction des masses d'eau peut être calculée selon l'hypothèse de Bouger. Une lame d'eau infinie de hauteur h génère une attraction Δg_b :

$$\Delta g_b = 2\pi G \rho_e h \quad (2.2)$$

avec G la constante universelle de gravitation et ρ_e la densité de l'eau. Pour donner un ordre de grandeur, une variation d'un mètre d'eau génère une attraction de $\sim 42 \mu\text{Gal}$.

Dans une nappe libre, nappe dont la surface est à la pression atmosphérique, l'effet gravifique d'une variation du niveau de la nappe doit tenir compte de la porosité libre ω de la roche encaissante.

Imaginons que la porosité libre se sature en fluide et celui-ci soit totalement restitué lors de la désaturation du milieu. Ainsi, si la variation de niveau piézométrique Δh est homogène dans l'espace, la variation gravimétrique associée s'écrit :

$$\Delta g_b = 2\pi G \rho_e \omega \Delta h \quad (2.3)$$

La mesure simultanée du niveau piézométrique et de la gravité permet alors d'approcher la porosité libre de la roche. Ceci a été effectué dans plusieurs études gravimétriques (Pool et Eychaner, 1995; Pool, 2008; Gehman *et al.*, 2009).

1.2.2. Déformation : cas des aquifères captifs

Un aquifère est dit captif si le haut de la nappe de l'eau souterraine est à une pression supérieure à la pression atmosphérique. Les variations piézométriques reflètent des variations de pression mais pas forcément des apports ou retraits de volume d'eau, comme c'est le cas dans les nappes libres. La figure 2.5 illustre un tel cas. Un essai de pompage effectué sur le site ORE H+ de Ploemeur, pendant lequel les pompes ont été arrêtées pendant 1.5 jours, a été suivi par gravimétrie, inclinométrie, GPS et nivellement (Bour *et al.*, 2007). Si le suivi gravimétrique n'a révélé aucune variation significative de g pendant l'arrêt des pompes (figure 2.5), la réponse inclinométrique est marquée ($\sim 1 \mu\text{rad}$) et en phase avec les variations de niveau piézométriques. La nature captive de l'aquifère semble donc avérée.

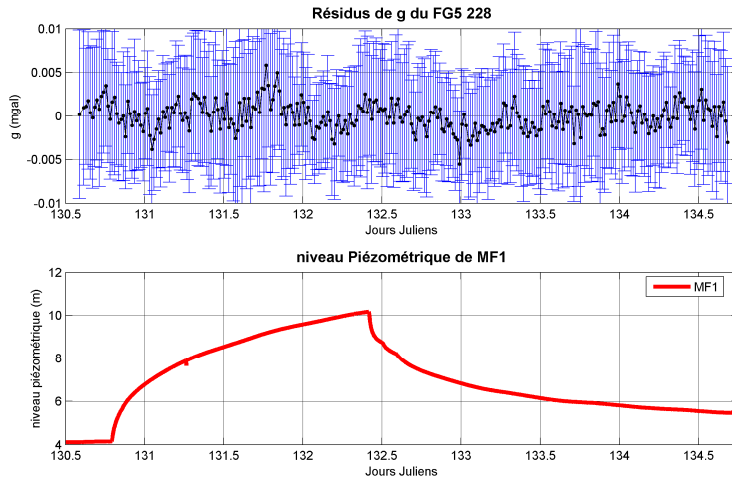


Figure 2.5 : Mesure continue de g avec un gravimètre FG5 pendant un essai de pompage : les variations piézométriques dans un forage proche de l'instrument sont indiquées.

Les effets de déformation sont donc les principaux effets reliés aux aquifères captifs.

1.2.3. Effets de Poroélasticité

Dans une zone saturée, les variations de pression de l'eau au sein d'un squelette poreux déformable génèrent une déformation élastique, c'est le phénomène de poroélasticité (Biot, 1941). De telles déformations sont observées pour les grands aquifères alluviaux et peuvent être suivies par INSAR et GPS (Hoffmann *et al.*, 2001; Burbey *et al.*, 2005; King *et al.*, 2007). Ainsi, les fortes pluies de début 2005 rechargent la nappe de la San Gabriel Valley, Californie, et induisent une déformation poroélastique observée par INSAR et GPS (figure 2.6).

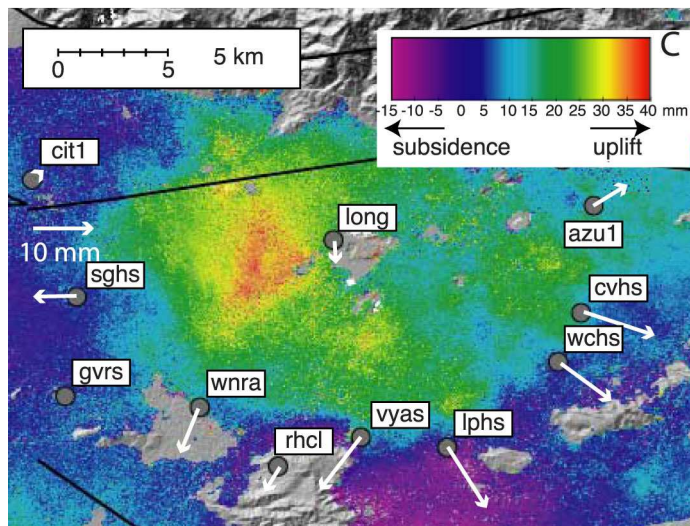


Figure 2.6 : Déformations mesurées dans la San Gabriel Valley, Californie, entre janvier et juillet 2005. Les flèches représentent le déplacement horizontal mesuré par GPS, l'interférogramme radar est surimposé, converti en déformation verticale, d'après King *et al.* (2007).

De tels effets ont été observés en inclinométrie (Weise *et al.*, 1999; Kümpel *et al.*, 2001; Fabian et Kümpel, 2003), et se révèlent être dominant par rapport à des éventuels effets de surcharge.

1.2.4. Variation de charge dans les fractures

Longuevergne (2008) démontre que les variations de hauteur d'eau dans une fracture hydrologiquement active génèrent la plus grande partie du signal observé par un inclinomètre longue base installé dans une mine. Cet auteur propose que des variations de hauteur d'eau génèrent des variations de pression hydrostatique appliquées sur les parois de la fracture. Ces variations de pression sont alors à l'origine de la déformation élastique du milieu.

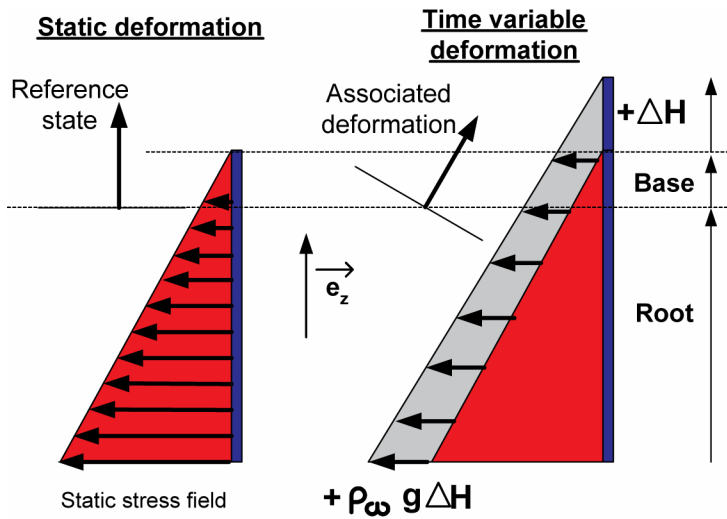


Figure 2.7 : Variation de pression hydrostatique générée par la hauteur d'eau ΔH sur la colonne, d'après Longuevergne (2008).

2. Les instruments utilisés

Nous allons maintenant examiner les instruments mis en œuvre dans cette thèse pour le suivi des effets de l'hydrologie.

2.1. Les Gravimètres terrestres

La pesanteur sur la Terre est de l'ordre de $9,81 \text{ m s}^{-2}$ (ou 981 Gal), que nous appelons \bar{g} . Pour ordre de grandeur, les variations en latitude (du pôle à l'équateur) et en altitude (des montagnes les plus élevées aux fosses océaniques) sont au maximum de $5.10^{-3} \bar{g}$. Les masses perturbatrices localisées dans la croûte continentale induisent des anomalies de l'ordre de $5.10^{-5} \bar{g}$. Les effets dus aux forces de marées atteignent $3.10^{-7} \bar{g}$.

La mesure de la pesanteur a pour base la loi fondamentale de la dynamique : un corps de masse m placé dans un champ gravitationnel \vec{g} subit une force \vec{F} qui lui est proportionnelle :

$$\vec{F} = m\vec{g} \quad (2.4)$$

Tout instrument capable de mesurer l'effet que produit la pesanteur sur une masse connue, c'est-à-dire une force, peut être qualifié de gravimètre. La mesure de la pesanteur en tant qu'accélération est

intimement liée à une mesure de longueur et de temps. La gravimétrie s'intéresse surtout au module de l'accélération de la pesanteur, g .

Deux grandes familles d'instruments permettent d'appréhender la pesanteur sur terre : les gravimètres absolus et les gravimètres relatifs. Les gravimètres absolus mesurent g en utilisant des standards S.I. de longueur et temps. Les premiers gravimètres absolus étaient des pendules simples: dans un cas idéal, la valeur de g est en effet reliée à la période d'oscillation, à la longueur du fil pendulaire et à la période d'oscillation. Les améliorations apportées avec le pendule réversible permirent d'obtenir une valeur de g à 10^{-7} près, soit une valeur connue à 0.1 mGal (figure 2.8). Depuis le milieu du siècle dernier, les gravimètres absolus à chute libre dits ballistiques ont pris le pas sur les gravimètres pendulaires. Le principe de ces instruments est de déterminer g à partir de la trajectoire d'un objet (sa position en fonction du temps), les distances et les temps étant reliés à des étalons S.I. De tels instruments permettent aujourd'hui de connaître g à 10^{-9} près, soit au μGal près (figure 2.8).

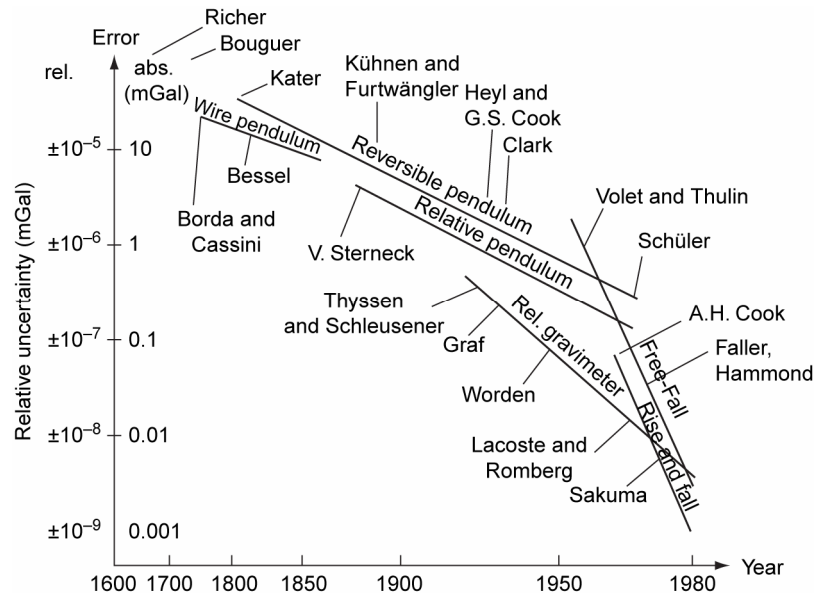


Figure 2.8 : Précision relative et absolue des gravimètres depuis le 17^{ème} siècle, d'après Torge (1989) in Niebauer (2007)

Les gravimètres relatifs ne donnent pas directement une lecture de la valeur de g car ils ne sont pas reliés à des standards de distance et de temps. De tels instruments mesurent la variation d'une grandeur qui elle peut être reliée à la pesanteur par étalonnage avec un gravimètre absolu. Ainsi, les gravimètres relatifs permettent la mesure des différences de g entre points ainsi que les variations de g dans le temps, sans permettre d'accéder à la valeur absolue de g .

Si des gravimètres relatifs pendulaires ont existé par le passé, aujourd'hui, les gravimètres relatifs reposent sur le principe du ressort : les variations de force de gravité agissant sur une masse donnée sont compensées par une force de réaction mesurable. L'évolution de cette force de réaction traduit l'évolution de g . On distingue les gravimètres relatifs dits 'de terrain', comme le Lacoste et Romberg model G et D ou les Scintrex CG3 et CG5, permettant d'effectuer des levés gravimétriques avec une

précision < 0.01 mGal, et les gravimètres relatifs stationnaires comme le gravimètre supraconducteur commercialisé par GWR (www.gwrinstruments.com) et le G-Phone commercialisé par Microg-Lacoste (www.microglacoste.com). Ces derniers enregistrent de manière quasi continue les variations de la pesanteur de manière très précise à des fins géodynamiques comme l'étude des marées ou autres. Dans ce travail, nous avons utilisé le gravimètre absolu FG5 produit par Microg-Lacoste (Niebauer *et al.*, 1995) ainsi que le gravimètre relatif CG5 produit par Scintrex (www.scintrexltd.com).

2.1.1. Le gravimètre absolu FG5

Le gravimètre absolu FG5 permet de déterminer la valeur de g avec une précision de $1-2$ μ Gal pour 24 h de mesure (Niebauer *et al.*, 1995). La trajectoire d'un objet en chute libre est déterminée par interférométrie laser. Les étalons de longueur et de temps sont respectivement donnés par la longueur d'onde d'un laser Helium-Néon stabilisé par l'iode (laser WEO model 100) et par une horloge atomique à Rubidium, assisté parfois par GPS. Le FG5, comme d'autres gravimètres absolus, est construit autour de trois principes ou entités :

- la chambre de chute ;
- un système de mesure du temps et de la distance ;
- une isolation sismique.

De façon simplifiée, un FG5 n'est autre qu'un interféromètre de type Mach-Zender modifié (voir figure 2.9a). Le faisceau issu du laser est scindé en deux par un miroir semi-réfléchissant générant le faisceau 'test' et le faisceau de référence. Le faisceau 'test' va d'abord se réfléchir sur un coin de cube en chute libre puis passe par le coin de cube de référence inertiel, isolé des vibrations ambiantes par le système 'superspring', qui est un ressort asservi (figure 2.9a). Les faisceaux test et de référence sont alors recombinaés par un second miroir semi-réfléchissant, et une photodiode détecte les franges d'interférences issues de ces deux faisceaux. La longueur du chemin optique du faisceau de référence est fixe alors que celle du faisceau test varie avec la chute de l'objet. Soit λ la longueur d'onde du laser. Des interférences constructives et destructives ont lieu quand la différence des chemins optiques est un multiple de λ , c'est-à-dire lorsque le coin de cube chute de $\lambda/2$ (figure 2.9b). Ainsi, les variations interférométriques de l'intensité lumineuse (appelées franges) sont détectées par la photodiode (figure 2.9c). Lors d'une chute du coin de cube qui dure ~ 0.2 s sur ~ 0.2 m, plus de 600000 franges se forment, avec une fréquence d'autant plus rapide que l'objet est accéléré par la pesanteur. L'horloge atomique sert à précisément déterminer le temps de formation de ces franges, dont ~ 700 sur 600000 sont analysées. Finalement, 700 couples temps - distance selon la chute servent à obtenir la valeur de g en inversant par moindres carrés le système :

$$x_i = x_0 + v_0(\tilde{t}_i + \frac{1}{6}\tilde{\gamma}_i^3) + \frac{1}{2}g_0(\tilde{t}_i^2 + \frac{1}{12}\tilde{\gamma}_i^4) \quad (2.5)$$

$$\tilde{t}_i = t_i - \frac{(x_i - x_0)}{c} \quad (2.6)$$

Avec x_i la position au temps \tilde{t}_i , temps qui prend en considération la nature finie de la vitesse de la lumière c : une frange est en effet détectée après que l'objet soit en position (eq (2.6)). x_0 , v_0 et g_0 les positions, vitesses et accélérations initiales de l'objet, et γ le gradient vertical de la pesanteur, considéré proche de $\sim 3 \mu\text{Gal}/\text{cm}$, ou mesuré par un gravimètre relatif. Une valeur de g est inversée pour chaque chute. Les résidus de l'ajustement par moindre carré de la trajectoire sont de l'ordre du nm (10^{-9} m), ce qui rend compte de la précision du système.

L'obtention d'une valeur de g précise à 10^{-9} près nécessite une multitude d'attentions particulières.

L'objet soumis à des chutes libres dans la chambre de chute est un coin de cube, qui a les propriétés optiques suivantes :

- la distance du chemin optique réfléchi par le cube est indépendante d'éventuelles translations horizontales ou de rotation de celui-ci,
- le faisceau réfléchi est toujours parallèle au faisceau incident.

Ces propriétés sont importantes car en pratique, l'objet a toujours une composante non nulle en rotation et translation lors d'une chute. Ainsi, seul l'effet de la chute libre influe sur la longueur du chemin optique. De plus, la chambre de chute doit être sous vide pour que l'objet ne soit pas freiné par les particules de l'air: une pression de 10^{-4} Pa est maintenue en son sein.

Le rôle du 'superspring' est primordial dans la qualité de la mesure : celui isole l'objet en chute des vibrations micro sismiques de la terre. En effet, le 'superspring' est un sismomètre actif longue période (~ 60 s) qui atténue les vibrations terrestres, dont l'amplitude est forte pour une période de ~ 6 s, soit le même ordre de grandeur que la répétition normale des chutes (~ 10 s). Pour donner une idée de l'importance de ce dispositif, l'écart type sur 100 chutes sans le 'superspring' est plus de 10 fois supérieur à celui obtenu avec superspring. Le laser et l'horloge à rubidium sont régulièrement étalonnés car leur bon fonctionnement est un élément clé de la mesure. Finalement, la qualité de la mesure dépend aussi de la bonne installation et des bons réglages de l'instrument (verticalité, alignement des faisceaux...), ce qui induit un facteur 'humain'.

Une mesure type avec un FG5 consiste en un ensemble de 'sets' ou de séries horaires, généralement plus de 12, chaque série comportant 100 chutes effectuées à typiquement 10 s d'intervalle. Selon la qualité des sites et l'intensité du bruit micro sismique ambiant, l'écart type sur une série (ou 100 chutes) varie entre 5 et 15 μGals .

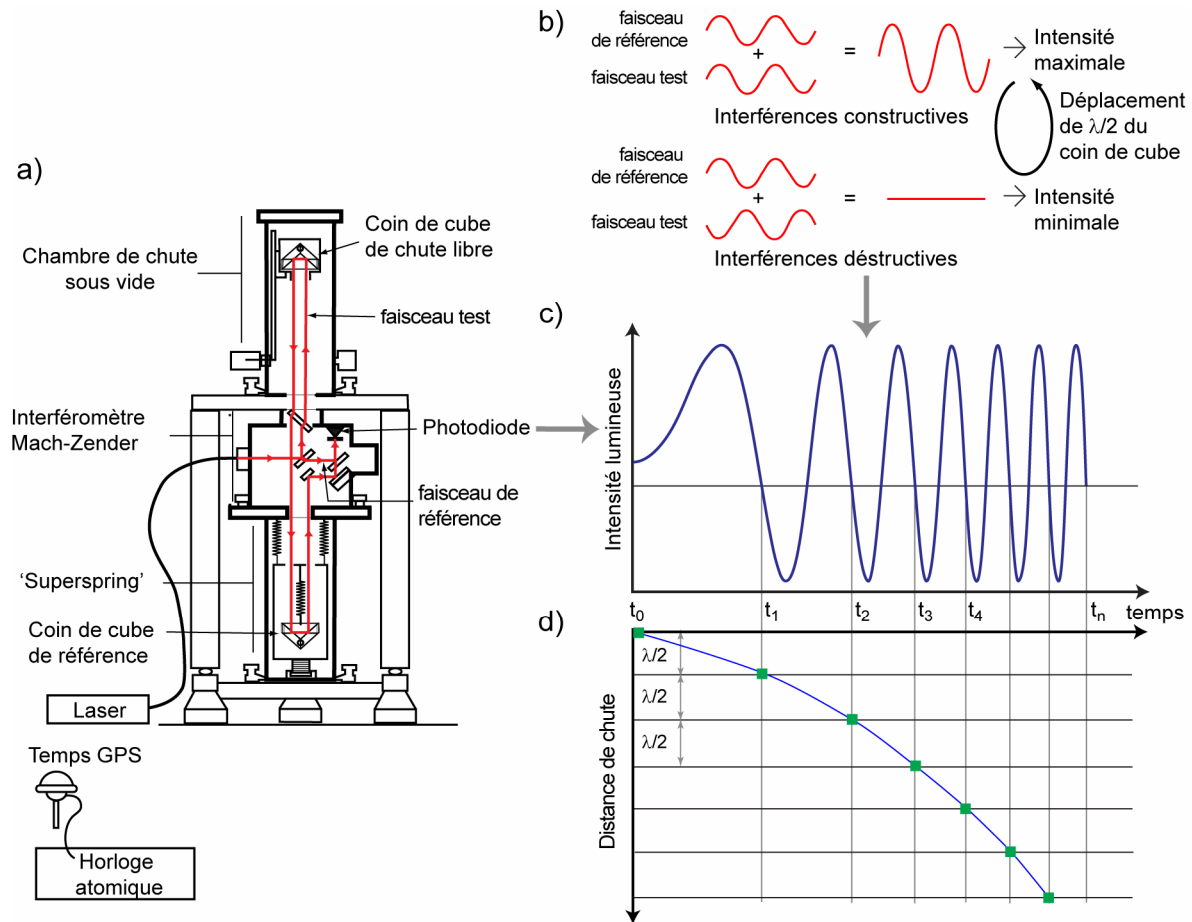


Figure 2.9 a) : Schéma de fonctionnement du FG5, b) : principes de base d'interférométrie de deux faisceaux de lumière cohérente, c) Franges d'interférences lors d'une chute de l'objet mesuré par la photodiode, d) Couples positions-temps de l'objet en chute libre permettant d'obtenir la valeur de g , modifié d'après Niebauer (2007).

Une valeur de g est donnée par la moyenne pondérée des séries des 100 chutes, préalablement corrigés des effets dynamiques de la gravité : marée terrestre, surcharge océanique associée, effets atmosphériques et effets du mouvement du pôle. Le fait de moyenner les séries sur des périodes multiples de 24 h permet d'atténuer les éventuelles erreurs sur les corrections de marées ou de surcharges océaniques dont les effets principaux sont diurnes et semi-diurnes.

L'incertitude sur une mesure absolue est donnée par la formule suivante :

$$\delta_{tot} = \sqrt{\delta_{instr}^2 + \delta_{stat}^2 + \delta_{instal}^2} \quad (2.7)$$

Où δ_{instr} est une incertitude liée aux corrections apportées (marées terrestres, surcharge océanique, effets atmosphériques, mouvement du pôle) ainsi qu'aux erreurs instrumentales intrinsèques systématiques : laser, horloge atomique. La valeur de g est donnée en haut de la chute, à une hauteur de ~ 1.3 m. Si la valeur de g est projetée avec un gradient vertical, par exemple au sol, l'erreur associée à cette projection est ajoutée quadratiquement à δ_{instr} . Le terme δ_{instr} est alors dominé par l'erreur due

au gradient (typiquement 3 $\mu\text{Gal}/\text{m}$ pour un gradient vertical de $\sim 300 \mu\text{Gal}/\text{m}$), et sera d'autant plus élevée que la distance de projection est grande.

Pour des mesures répétées dans le temps, la projection au sol n'est pas nécessaire et l'on s'affranchit alors de cette erreur, pour tomber sur une valeur de δ_{instr} de $\sim 1 \mu\text{Gal}$, déterminée par Niebauer (1995).

L'erreur statistique est définie par :

$$\delta_{stat} = \sigma_{set} / \sqrt{N_{set}} \quad (2.8)$$

avec σ_{set} l'écart type sur les sets, et N_{set} le nombre de sets. Comme σ_{set} vaut typiquement entre 0.5 et 2 μGal pour 24 sets, δ_{stat} est ainsi compris entre 0.1 et 0.4 μGal selon les sites de mesures. Cette erreur statistique suppose que le bruit sur une durée d'une mesure ($> 12 \text{ h}$) est 'blanc', c'est-à-dire que le bruit est indépendant de la fréquence et que chaque série horaire est indépendante. Ceci a en effet été vérifié par Van Camp et al. (2005), qui montrent que le spectre de puissance spectrale pour le FG5 est plat pour des périodes inférieures au jour. Le bruit blanc du FG5 est estimé entre 30 et 50 $\mu\text{Gal Hz}^{-0.5}$ (Van Camp *et al.*, 2005) sur les sites de mesures utilisés (15 $\mu\text{Gal Hz}^{-0.5}$ selon le constructeur pour un site à bas bruit) pour les périodes inférieures à 24 heures. Ainsi, pour un bruit de 50 $\mu\text{Gal Hz}^{-0.5}$ et une période de mesure d'un jour (86400 s), on retrouve une erreur de $50/(86400)^{0.5} = 0.17 \mu\text{Gal}$, compatible avec celle calculée avec les écarts types sur les séries de 100 chutes.

De plus, en comparant les chroniques faites avec un FG5 et un gravimètre supraconducteur, dont le bruit blanc instrumental est estimé à 0.1-0.3 $\mu\text{Gal Hz}^{-0.5}$, Van Camp et al. (2005) ont déterminé l'erreur liée à l'installation de l'instrument δ_{instal} , soit l'erreur 'humaine', à 1.6 μGal .

Lorsque l'on ne projette pas la valeur de g , l'erreur totale sur la valeur peut être estimée à $\sim 2 \mu\text{Gal}$. Cette valeur sera retenue pour la suite.

2.1.2. Gravimètre Scintrex CG5

Le gravimètre relatif Scintrex Autograv CG5 a été utilisé dans ce travail. Le capteur utilisé dans cet instrument relève du secret industriel, mais quelques informations sont disponibles. Celui-ci est constitué d'un ressort en silice amorphe auquel une masse d'épreuve est suspendue. L'utilisation d'un capteur en silice est justifiée par les éléments suivants :

- La silice a un coefficient de dilatation thermique α de $\sim 3\text{-}5 \cdot 10^{-7} \text{ cm cm}^{-1} \text{ K}^{-1}$, un ordre de grandeur inférieur à ceux des métaux usuels, elle est donc moins sensible aux variations de température ;
- La silice est un matériel résistant, au module d'élasticité élevé (10^{11} Pa) ;
- La silice est facile à travailler et le ressort peut être fabriqué en une seule fusion, de façon monolithique.

Si l'équilibre est perturbé par un changement de pesanteur, la force induite sur la masse est détectée, et une contre-réaction électrostatique maintient la masse à une position fixe. La tension de contre-

réaction donne une mesure indirecte de la variation de pesanteur. Cet asservissement est effectué avec des plaques capacitatives, qui ont un double rôle de positionnement extrêmement précis de la masse ainsi qu'un rôle de transducteur de force en maintenant la masse fixe. La technique est décrite par Vaillant (1986) , et permet un positionnement avec un bruit de $1 \text{ nm Hz}^{-1/2}$, ce qui entraîne une précision instrumentale meilleure que $10 \text{ } \mu\text{Gal}$ (Scintrex limited, 2006). De plus, cet instrument peut faire des mesures sur une gamme de 8000 mGal ($8 \cdot 10^{-2} \text{ m.s}^{-2}$).

Par contre, une caractéristique intrinsèque du capteur du CG5 consiste en une dérive continue due au fluage du quartz. Cette dérive peut-être considérée comme linéaire sur des périodes inférieures au jour, un polynôme de degré supérieur la décrivant sur des périodes plus longues (Bonvalot *et al.*, 1998). L'estimation de cette dérive est primordiale pour obtenir des différences temporelles (et donc spatiales) de la pesanteur précises.

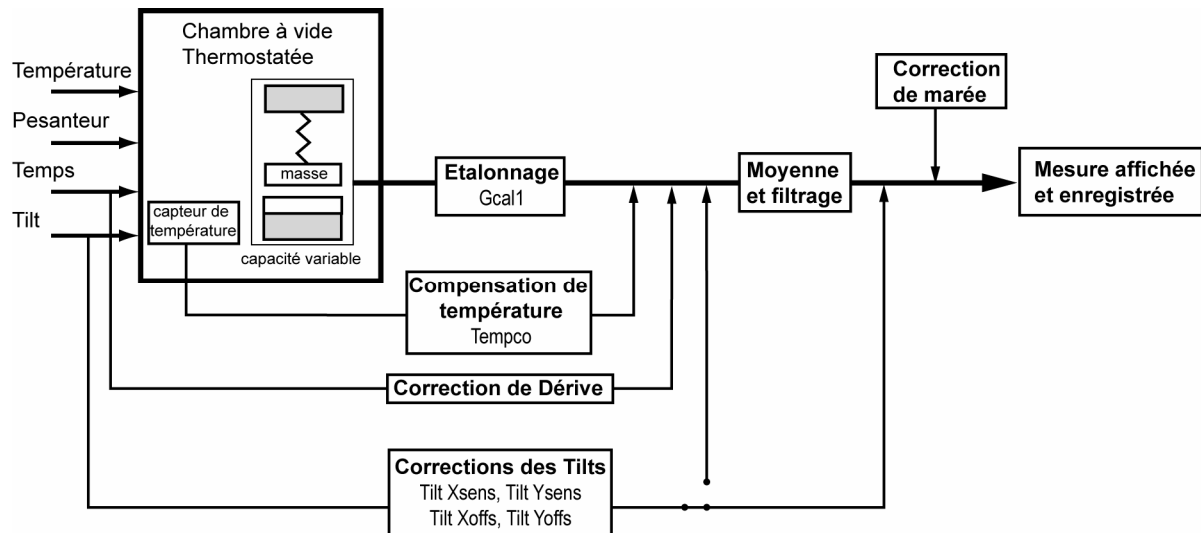


Figure 2.10 : Fonctionnement interne du Scintrex CG5 montrant les corrections appliquées et les constantes associées.

Le capteur du CG5 est inclus dans une enceinte thermostatée afin de limiter la dilatation thermique du ressort. Un capteur de température y est aussi présent afin d'enregistrer les variations thermiques de l'ordre du mK° pour ensuite pouvoir corriger l'impact sur la gravité mesurée de ces effets (constante Tempco, figure 2.10). L'enceinte est aussi maintenue à pression constante et isolée afin de limiter les effets de variation de pression atmosphérique sur le capteur.

Le bon nivellement de l'instrument assure une bonne mesure, à condition que les paramètres de corrections de tilt soient régulièrement étalonnés.

Le passage d'une tension mesurée entre les éléments capacitifs du capteur à une grandeur qui s'apparente à la pesanteur est une étape importante : la constante d'étalonnage Gcal1 joue ce rôle (figure 2.10). Cette constante est déterminée sur une ligne d'étalonnage, où de fortes variations de g connues grâce à des mesures absolues sont comparées aux variations de g données par le CG5. La

constante G_{cal1} évolue dans le temps et doit être réévaluée régulièrement, avec une évolution d'autant plus rapide que l'instrument est récent. La ligne de calibration Montpellier – Puechagut – Aigoual a été utilisée à plusieurs reprises pour la calibration des CG5 ($\Delta g \sim 350$ mgal).

Le gravimètre CG5 mesure à une fréquence de 6 Hz, moyenné toutes les secondes, sur une période de mesure définie par l'utilisateur. En sortie, une valeur moyenne, dont les données à la seconde s'écartant de plus ou moins 3 fois l'écart type de la moyenne sont rejetées, est fournie. Les mesures sont corrigées des effets de marées terrestres (algorithmes de Longman (1959)) ainsi que d'une dérive selon le choix de l'utilisateur. Un bruit blanc est supposé dominer la mesure (chaque seconde de mesure est supposée indépendante l'une de l'autre), et l'erreur est ainsi définie comme le rapport de l'écart type sur la racine du nombre de données à la seconde non rejetées.

Pour une utilisation en levé gravimétrique, plusieurs séries de mesures sont effectuées à chaque station, typiquement plus de trois. La détermination du temps de mesure de chaque série passe par la considération suivante : à partir de quelle durée l'effet du bruit micro sismique est-il minimisé ? Merlet et al. (2008) ont calculé la variance d'Allan sur une série CG5 brute et ont montré qu'une période de 85 s minimise l'influence du bruit sismique (pour le site du LNE à Trappes) sur les données non corrigées de la marée (figure 2.11). Au-delà de 85 s, la variance augmente car l'influence des marées terrestres se fait ressentir.

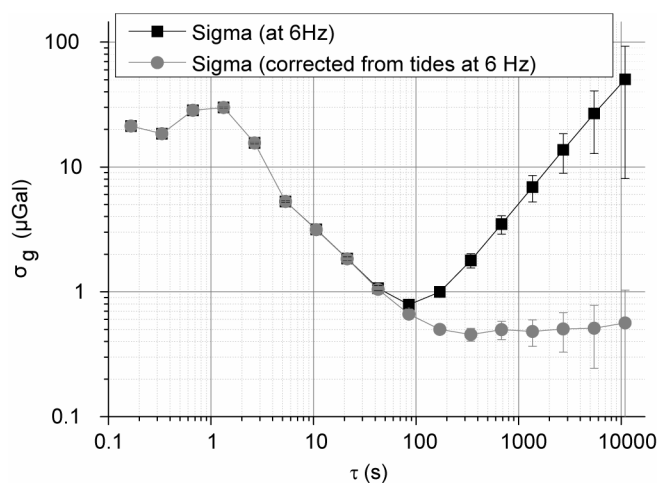


Figure 2.11 : Ecart-type d'Allan en fonction du temps considéré pour des données brutes de CG5 corrigées ou non des marées terrestres, d'après Merlet et al (2008)

L'essentiel des mesures relatives avec le CG5 sont ainsi faites avec des séries de 90 s, forts de ces enseignements.

2.2. Les inclinomètres hydrostatiques à longue base

Les inclinomètres longue base fonctionnent sur le principe des vases communicants : ils sont constitués de deux pots reliés entre eux par un tube rempli d'eau. Le niveau d'eau dans les deux pots est suivi par des capteurs flotteurs (figure 2.12). Cet instrument a été développé par F. Boudin pendant sa thèse et est décrit en détail dans Boudin (2004) et dans Boudin et al. (2008) .

La surface libre de l'eau dans les deux pots définit une surface équipotentielle du champ de gravité terrestre, la normale à cette surface étant la verticale locale ou la direction du vecteur accélération de la pesanteur. L'inclinomètre mesure les variations du niveau d'eau dans les pots par rapport au

référentiel de couplage entre le capteur et le pot. Ainsi, une variation de niveau peut avoir plusieurs origines :

- un déplacement vertical différentiel du substratum au niveau des deux pots de l'instrument;
- une rotation des équipotentiels du champ, définissant une nouvelle verticale.

Ces concepts sont illustrés figure 2.12.

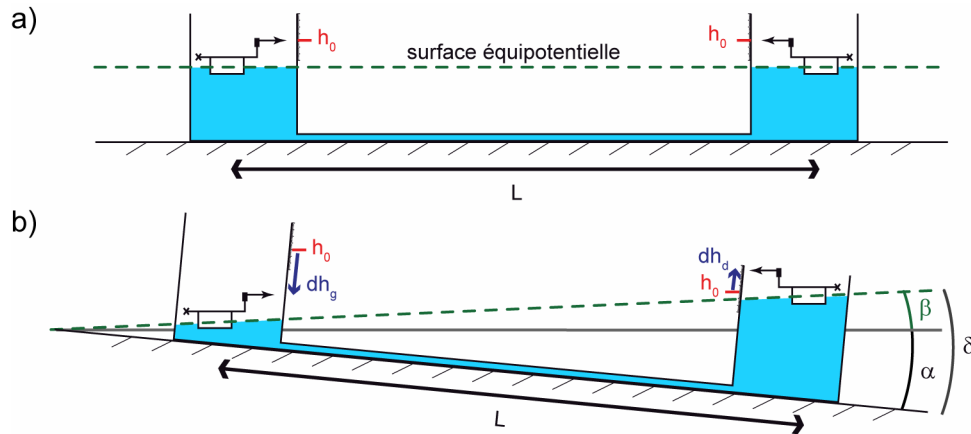


Figure 2.12 : Schématisation d'un inclinomètre hydrostatique longue base pour a) : état initial et b) : état perturbé : sol et équipotentielle sont perturbés.

On définit l'inclinaison par l'angle donné par le rapport entre les différences de niveau mesurées dans les pots dh_d-dh_g et la longueur de la base L , selon les notations de la figure 2.12. Un inclinomètre est ainsi un instrument qui donne l'évolution de l'inclinaison dans le temps par rapport à un état initial.

Selon les sites d'installation, de tels instruments peuvent présenter une stabilité dans le temps meilleure que 10^{-8} rad par mois (Boudin *et al.*, 2008), et permettent ainsi de détecter des signaux de quelques 10^{-8} rad (Longuevergne, 2008). Une telle qualité de mesure est d'abord due à la conception de l'instrument. En effet, l'instrument est en silice et de conception monolithique (voir section précédente pour les propriétés de la silice), et son capteur de déplacement, le LVDT inductif, est un transducteur de déplacement à faible dérive. Il est composé d'un noyau de ferrite se déplaçant dans un bobinage constitué d'un enroulement primaire alimenté par un oscillateur à 500 kHz, et de deux enroulements secondaires placés symétriquement par rapport au primaire. La différence des signaux reçus permet d'avoir une tension proportionnelle à la position de la ferrite, avec une sensibilité de $\sim 1\text{mV}/\mu\text{m}$, déterminée par calibration. La dérive maximale du capteur, déterminé par Boudin (2004), est de $0.36 \mu\text{m}/\text{mois}$ et sa sensibilité à la température est de $0.39 \mu\text{m}/^\circ\text{C}$.

Une attention particulière a été faite quant aux matériaux utilisés : le tube est en PTFE, matériau non-mouillant. De plus, une fine couche d'huile dans chaque pot évite l'évaporation de l'eau, laquelle est distillée et préalablement bouillie avant installation pour limiter la présence de gaz dissout.

La qualité de la mesure dépend aussi de conditions externes. Le couplage des pots au substratum est essentiel pour une mesure représentative de signaux géophysiques ou hydrologiques. Des niches ont

été creusées dans la dolomie pour permettre l'installation des pots au contact direct de la roche sans intermédiaires. De plus, ces niches ont été nivelées au millimètre près, et le tuyau est lui aussi installé le plus horizontalement possible.

Les conditions thermiques du site d'instrumentation doivent être les plus stables possibles, conditions que l'on retrouve dans les avens instrumentés, où les variations thermiques annuelles sont inférieures à 0.5 °C.

Finalement, la longueur de la base filtre les effets purement locaux qui peuvent entacher les mesures avec des inclinomètres pendulaires de type Blum. Plus la base est longue, plus les effets locaux sont minimisés, et plus une déformation affectant un large volume est susceptible d'être enregistrée. Ceci constitue un atout majeur des inclinomètres longue base.

3. Sensibilité des instruments aux variations de stock d'eau

Comme cela a été proposé par Llubes et al. (2004) , les variations de stock d'eau peuvent être séparés selon différentes échelles :

- l'échelle locale, à proximité immédiate de l'instrument, pour une distance inférieure à 1 km de celui-ci ;
- l'échelle régionale, pour des distances comprises entre 1 et 100 km ;
- l'échelle continentale, pour des distances supérieures à 100 km.

Les variations de stock d'eau selon ces différentes échelles seront plus ou moins ressenties par les instruments, et les mécanismes en jeu ne seront pas les mêmes selon les différentes échelles. La table 2.1 résume les caractéristiques des instruments géodésiques et leur capacité à détecter des variations hydrologiques. Les effets principaux selon les différentes échelles considérées sont indiqués.

<i>Instrument</i>	<i>Dérive</i>	<i>Répétabilité</i>	<i>Lame d'eau équivalente</i>	<i>échelle locale</i>	<i>échelle régionale</i>	<i>échelle continentale</i>
FG5	aucune	1-2 μGal	5 cm	newtonien	négligeable	élastique
CG5	~ 100 μGal/j	5-10 μGal	25 cm			
Inclinomètre	~ 10 ⁻⁸ rad/mois	10 ⁻⁹ rad	1-2 cm	élastique	élastique	négligeable

Table 2.1 : Dérive, résolution et lame d'eau équivalente détectable pour les instruments géodésiques utilisés. La sensibilité aux échelles locales, régionales et continentales des variations de masse d'eau et les processus principaux associés à ces échelles sont indiqué, modifié d'après Longuevergne (2008).

Ainsi, pour obtenir un signal local en gravimétrie, il faut s'acquitter du signal provenant des variations continentales de stock d'eau, dont l'effet de surcharge élastique est bien illustré en figure 2.3.

3. HYDROGEOLOGIE KARSTIQUE

Le terme ‘karst’, provenant de ‘Kras’, est le nom d’une région de Slovénie. Au 19^{ème} siècle, les ingénieurs hydrologues de l’empire Austro-hongrois ont constaté que l’hydrologie de cette région semblait imprévisible. En effet, les rivières en surface disparaissaient en profondeur, les variations de débit étaient énormes, et certaines plaines s’ennoyaient. Depuis, ce terme s’est généralisé, mais une ambiguïté subsiste quant à ce qu’il désigne. Dans la langue courante, le terme de karst peut désigner aussi bien une entité géomorphologique qu’un système hydrologique le plus souvent associé à une couverture sédimentaire carbonatée (calcaire et dolomie).

1. Le karst, paysage et aquifère

1.1. Définition générale

Le karst est un paysage résultant de processus d’érosion et de dissolution particuliers : la karstification. Ce paysage se développe dans des formations susceptibles d’être dissoute par l’eau, le plus souvent dans des roches carbonatées (calcaires et dolomies) mais aussi dans les roches évaporitiques (gypse, halite...). Dans la suite de ce mémoire, le terme de karst sera exclusivement associé aux roches carbonatées. L’infiltration des eaux de pluies, s’acidifiant au contact du sol par mise en solution de CO₂, va pouvoir ainsi dissoudre la roche encaissante. Les discontinuités stratigraphiques et tectoniques préexistantes peuvent jouer un rôle important dans ce mécanisme. De cette façon, l’eau disparaît rapidement sous terre au lieu de former des réseaux hydrographiques de surface. Le paysage est ainsi façonné de manière caractéristique : dolines, avens et poljés sont quelques traits morphologiques du karst (figure 3.1). L’absence d’écoulements pérennes de surface est donc la caractéristique dominante d’un milieu karstique.

La dissolution de la roche encaissante va ainsi permettre la création d’un réseau hiérarchisé de conduits où circule l’eau depuis la surface vers un exutoire, la source. Cette propriété confère au karst un rôle d’aquifère. Perméabilités et porosités initiales de roches non karstifiées sont toujours plus faibles que celles de roches karstifiées. Selon Ford et Williams (1989) : ‘le karst est un terrain qui possède une hydrologie et des formes découlant de la combinaison entre une forte solubilité de la roche et une porosité secondaire importante’.

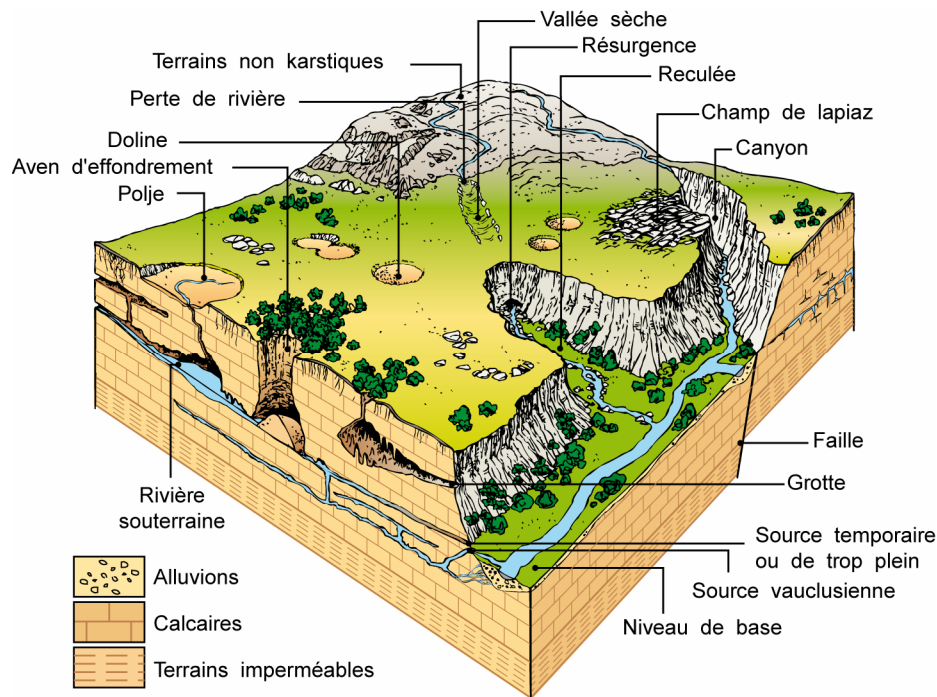


Figure 3.1 : Grands traits morphologiques d'un paysage karstique synthétique, d'après Bakalowicz (1999)

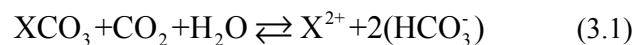
La karstification est un processus dynamique conditionné par deux facteurs :

1. Le potentiel de karstification.

Pour qu'il y ait karstification, l'eau doit circuler et dissoudre la roche.

La circulation de l'eau nécessite l'existence d'un gradient hydraulique entre la zone de recharge et le niveau de base, défini par le niveau de la source (figure 3.1).

La dissolution de la roche encaissante requiert la présence d'un solvant en solution. Le gaz carbonique CO_2 , de nature biologique dans les sols ou de nature profonde ou hydrothermale, rentre en solution en s'hydratant et permet la dissolution de la phase solide XCO_3 (X étant Ca pour la calcite ou Mg pour la dolomite) selon la réaction réversible simplifiée:



On mesure ainsi l'importance du gradient hydraulique qui permet à la fois l'évacuation de la matière dissoute et l'apport de solvant, favorisant la karstification.

2. L'état du massif carbonaté.

Cet état rend compte de facteurs lithologiques: type de roche et porosité associée, de facteurs géologiques et tectoniques : état de la fracturation, géométrie des couches, plissements et failles, ainsi que de l'histoire antérieure de karstification.

1.2. Typologie et structure des systèmes karstiques

Les karsts peuvent être classés en fonction de l'origine du solvant et des processus mis en oeuvre pour la karstification. On distingue les karsts dits 'classiques', dont le solvant est le CO_2 de nature

pédologique, les karst profonds ou hydrothermaux, dont le CO_2 provient de sources hydrothermales, et finalement les karst littoraux, qui se forment par l'interaction du mélange eau douce - eau salée sur la roche. Il faut par ailleurs distinguer les sources karstiques d'eau douce sous-marines, issues de karsts 'classiques', des karsts littoraux. La vaste majorité des karsts, dont le karst objet de notre étude, est de type 'classique' ; le terme karst se référera à karst 'classique' dans la suite de ce travail.

On distingue aussi deux types de karst selon la nature de l'impluvium, ou alimentation en eau (Marsaud, 1997). Un karst est dit 'unaire' si la totalité de l'eau circulant en son sein provient de l'eau de pluie tombée sur sa zone d'alimentation (figure 3.2). Un karst dit 'binaire' voit une partie de son eau souterraine provenir de terrains adjacents non karstifiables. Les cours d'eau des terrains non karstiques viennent alors se 'perdre' au sein de la masse karstique au niveau de pertes (figure 3.1, figure 3.2 et figure 3.3).

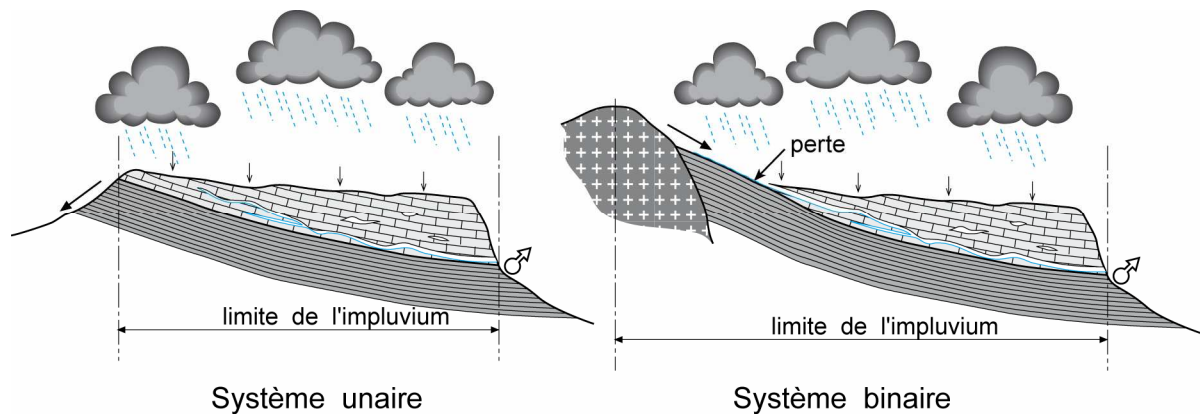


Figure 3.2 : Typologie de karst selon l'alimentation en eau, modifié d'après Marsaud (1997) dans Bakalowicz (1999)

Le système karstique est classiquement délimité en trois horizons (figure 3.3) : l'épikarst, la zone d'infiltration et la zone phréatique (autrement appelée zone saturée ou noyée).

L'épikarst est la zone supérieure au contact de l'atmosphère caractérisée par une porosité secondaire importante. En effet, les effets combinés de la décompression, de l'action des plantes, de la dissolution et de la fracturation en font une zone de forte porosité et perméabilité où le stockage temporaire de l'eau est possible (Mangin, 1975; Williams, 1983; Klimchouk, 2004; Williams, 2008). Un fort gradient de porosité et de perméabilité existe entre l'épikarst et la zone d'infiltration sous-jacente permet ainsi l'existence de nappes épikarstiques perchées. La zone épikarstique est localement discontinue et a une épaisseur souvent comprise entre 5 et 30 m (Klimchouk, 2004; Williams, 2008).

La zone d'infiltration est une zone non saturée où l'eau transite par les microfissures (infiltration lente), les fractures ouvertes et les conduits verticaux (infiltration rapide) vers la zone phréatique (figure 3.3). Le transfert est majoritairement vertical.

La zone phréatique est la partie saturée du karst, où l'écoulement se fait dans des conduits dissous dans la roche qui convergent vers un exutoire : la source. Il convient d'ajouter que des volumes peu perméables existent dans cette zone, pouvant jouer un rôle de stockage. Ceci sera discuté plus loin.

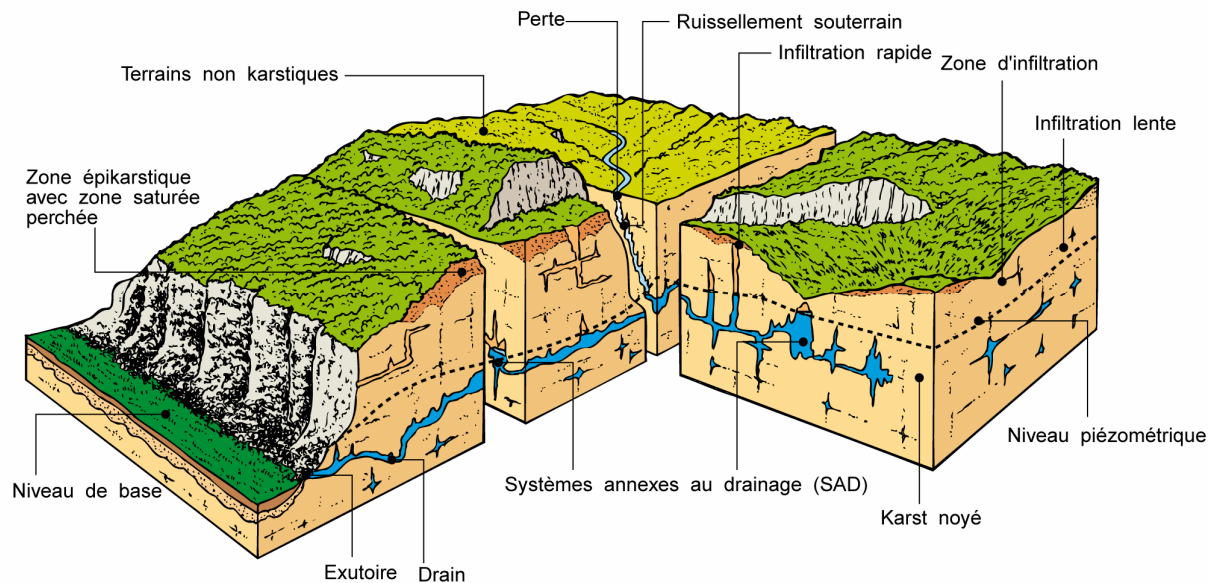


Figure 3.3 : Structure d'un aquifère karstique, d'après Bakalowicz (1999)

1.3. Spécificités du système karstique

1.3.1. Hétérogénéité de structure

L'hétérogénéité du système karstique est liée au fait que la taille des vides présents varie de plusieurs ordres de grandeurs. En effet, peuvent se côtoyer des vides microscopiques à l'échelle de la matrice des roches calcaires ($< 10^{-4}$ m) ainsi que des vides macroscopiques tels les conduits (dont certains sont de taille $> 10^2$ m). Selon De Marsilly (1984), '(...) l'hétérogénéité atteint son paroxysme (...) dans les milieux karstiques. Contrairement aux aquifères poreux ou fissurés, il n'existe pas de volume élémentaire représentatif pour les aquifères karstiques (Bakalowicz, 2005). Cela est dû au fait que le processus de karstification génère des vides et organise les écoulements entre ces vides de manière hiérarchique selon des drains dont l'agencement se fait à l'échelle du bassin d'alimentation. En fonction de l'échelle d'observation, les propriétés hydrauliques varient de plusieurs ordres de grandeur, comme le montre la figure 3.4. En effet, le système de drains organisés, à forte conductivité hydraulique, traverse un volume à faible conductivité hydraulique qu'est la masse calcaire.

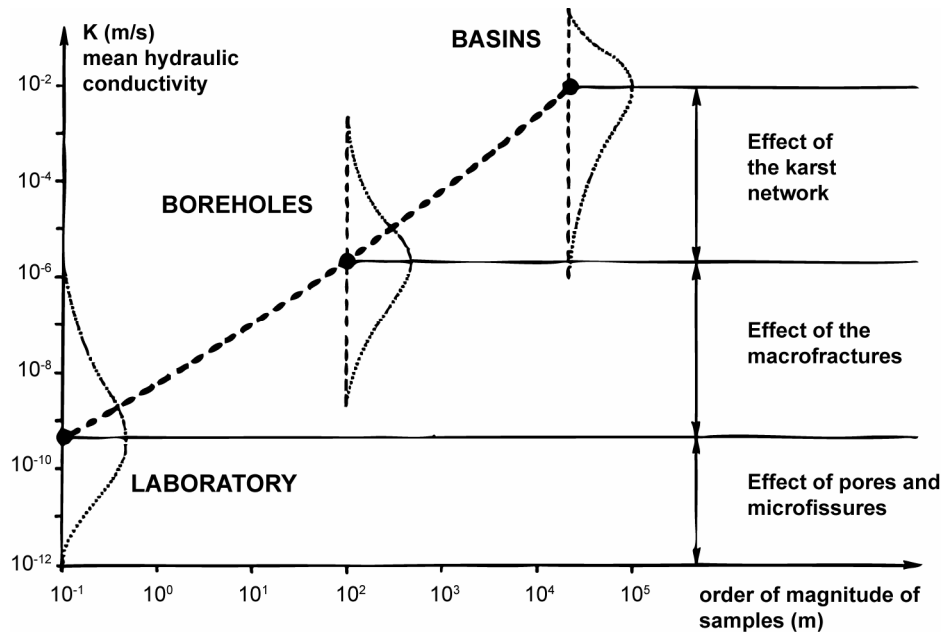


Figure 3.4 : Effets d'échelle sur la conductivité hydraulique des aquifères karstiques, d'après Kiraly (2003)

La conséquence de cette hétérogénéité est que les outils classiques de l'hydrologie, tels les observations en forage, sont peu adaptés à l'étude du karst. Un forage fait au hasard n'a en effet qu'une probabilité infime d'entre couper un drain. De plus, l'extrapolation de propriétés hydrauliques déterminées en forage ne saurait être valide à l'échelle du karst.

Une certaine dualité semble découler de l'hétérogénéité précédemment décrite. Elle concerne :

- les phénomènes d'infiltration : lente ou rapide selon les voies utilisées
- les phénomènes de débit à la source : périodes de crue et périodes d'étiage

1.3.2. Fonctionnement non linéaire

La relation entre la pluviométrie et le débit d'une source karstique n'est pas linéaire. En effet, une quantité de pluie donnée ne provoque pas une réponse en débit identique indépendamment de l'histoire météorologique. Il est couramment observé qu'après un été sec, les premières pluies d'automne induisent que peu de réponse en débit. Une pluie équivalente, au milieu de l'hiver, provoquera elle une réponse importante en débit. Ainsi, le karst a un effet 'mémoire' quant à l'histoire hydrologique passée et présente donc un fonctionnement non linéaire vis-à-vis de la pluviométrie.

1.3.3. Karstification et évolution d'un massif calcaire

Si les conditions de karstification sont réunies, la formation d'un réseau de drains karstiques s'opère rapidement à l'échelle géologique. En effet, il est démontré qu'un tel réseau se met en place en moins de 50000 ans (Dreybrodt, 1998; Bakalowicz, 2005). Les aquifères carbonatés constituent une famille

tripolaire entre un pôle non-karstifié fracturé, un pôle karstifié (fracturé ou non) et un pôle non karstifié à porosité primaire élevé.

De plus, les changements environnementaux affectant la karstification sont enregistrés par les systèmes karstiques qui réagissent rapidement. Les variations de niveau de base d'un système karstique ont les conséquences les plus spectaculaires sur son développement. Un abaissement du niveau de base, provoqué soit par une surrection d'origine tectonique, soit par une baisse du niveau eustatique des mers provoquera le développement d'un nouveau réseau de drains sous le niveau précédent, en adéquation avec le nouveau niveau de base. Les niveaux de galeries surélevées témoignent ainsi d'un niveau de base antérieure. En raison de leur évolution constante et rapide, les karsts peuvent ainsi enregistrer l'histoire polyphasée les affectant. Ceci contribue à rajouter de la complexité au fonctionnement karstique.

1.3.4. Un stockage important d'eau

Le système karstique est un important réservoir d'eau. Les sources karstiques sont en effet souvent pérennes et continuent à débiter pendant les périodes sèches: c'est la période d'étiage. Le stockage de l'eau au sein de l'aquifère karstique est ainsi avéré, mais sa localisation et son fonctionnement sont encore débattus aujourd'hui.

2. Stockage de l'eau et Modèles Conceptuels

Si la plupart des karstologues sont en accord sur la structure épikarst - zone d'infiltration - zone phréatique, les divergences sont encore grandes quant au fonctionnement et au rôle hydrologique de ces structures. La diversité des modèles de fonctionnement du karst (école avignonnaise, école montpelliéraine, école neuchâteloise...) reflète sûrement la diversité des karsts de part le monde.

2.1. La zone saturée comme zone de stockage principale

Les modèles de Drogue (1974) et de Mangin (1975) font intervenir des volumes peu perméables au sein de la zone saturée, drainés par des conduits karstiques eux très perméables.

2.1.1. Le modèle de Mangin

Le modèle de Mangin est représenté figure 3.3 et figure 3.5. Mangin fut un des premiers à définir la notion d'épikarst. Selon lui, la zone épikarstique stocke temporairement l'eau et permet une infiltration lente et différée. Néanmoins, le stockage principal s'opère dans la zone noyée dans des structures appelées 'systèmes annexes aux drains'. Ces structures seraient de larges cavités, connectées aux drains principaux avec de fortes pertes de charges, et assurant le débit d'étiage. Chacune de ces structures serait hydrauliquement indépendante les unes des autres bien que connectée au système de drainage. L'infiltration rapide lors de crues rechargerait de tels systèmes. La fonction capacitive du système karstique est répartie entre la zone épikarstique, lorsqu'elle existe, et surtout la zone noyée via

les systèmes annexes aux drains. La fonction transmissive est assurée par la zone d'infiltration et les drains de la zone noyée (figure 3.5).

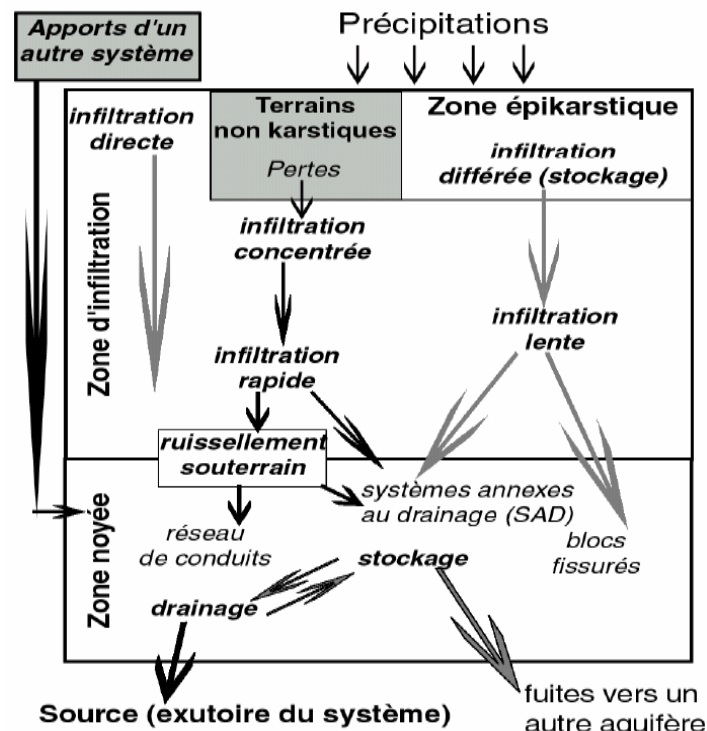


Figure 3.5 : Fonctionnement karstique selon Mangin (1975), d'après Bakalowicz (2005).

2.1.2. Le modèle de Drogue et de l'école Neuchâteloise

Drogue (1974) considère le karst comme un ensemble de blocs fissurés séparés par des chenaux drainant ces derniers. Dans la zone saturée, les blocs assureraient la fonction capacitive, par leur porosité de matrice et de micro fissuration, et les chenaux assureraient la fonction transmissive (figure 3.6). En période de crue, les chenaux rechargeraient les blocs, qui rendraient leurs eaux en périodes d'étiage. Kiraly (1975) rajoute à ce modèle la notion de hiérarchisation des écoulements.

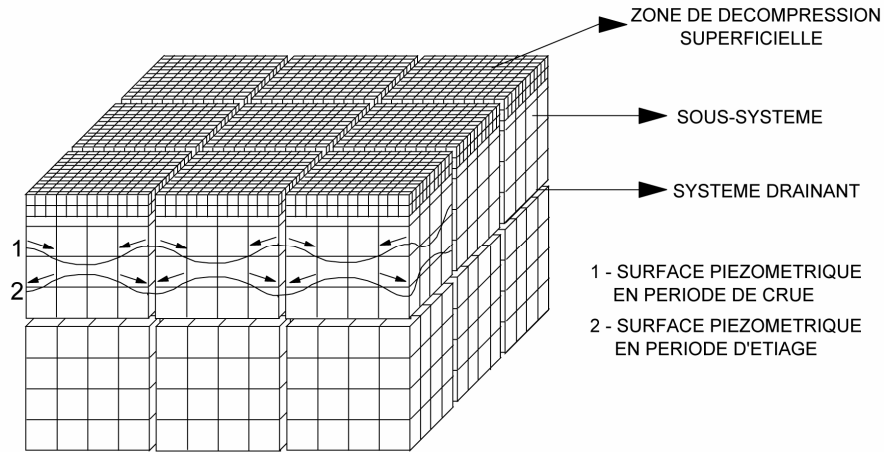


Figure 3.6 : Fonctionnement karstique selon Drogue, (1974) .

2.2. Stockage dans la zone d'infiltration et dans l'épikarst

Certains auteurs accordent à la zone d'infiltration et à l'épikarst la fonction capacitive principale. C'est en effet le cas de Lastennet (1997) sur le karst de Notre-Dame-Des-Anges, et plus récemment de Perrin (2003) sur le karst de Milandre, Suisse. Dans cette dernière étude, l'épikarst est mis en avant comme élément principal du stockage de l'eau, et son rôle est décrit dans la figure suivante.

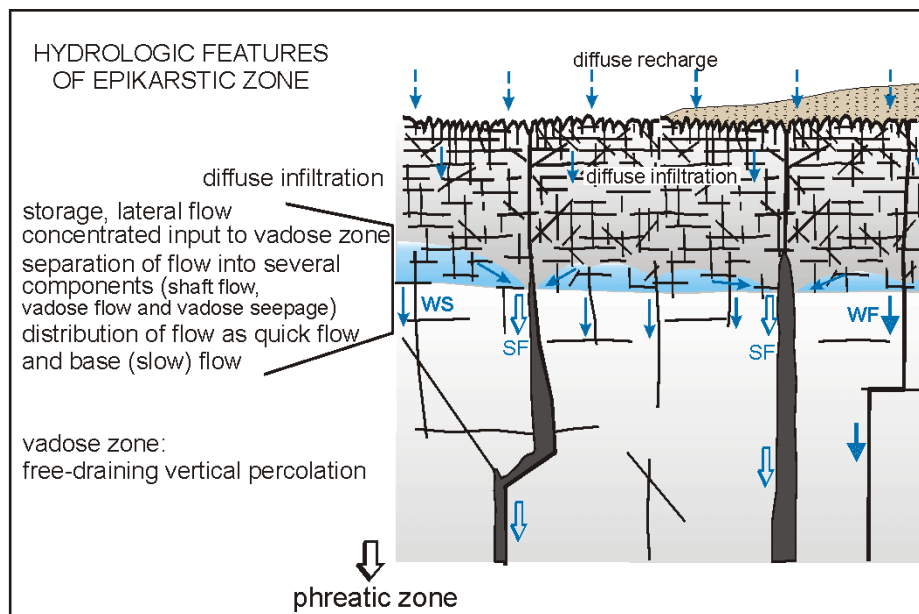


Figure 3.7 : Le rôle de l'épikarst en hydrologie karstique, d'après Klimchouk (2004)

3. Méthodes et moyens d'étude de l'hydrologie karstique

Les approches hydrologiques classiques, telles les observations en forage, n'apportent qu'une information limitée sur le fonctionnement karstique global.

3.1. Détermination du bassin d'alimentation

Le bassin d'alimentation d'un système karstique correspond à la surface de l'impluvium dont les eaux de pluies alimentent la source. La détermination de cette surface nécessite l'analyse conjointe de la structure du massif karstique par des considérations géologiques et morphologiques. Les expériences de traçages artificiels permettent de valider cette analyse et apportent des informations importantes quant à l'appartenance au bassin d'alimentation ainsi que sur les vitesses de transfert. Ces expériences consistent à injecter des traceurs dans des pertes, ruisseaux souterrains ou autres avens (avec alors une injection d'eau conjointe) et à identifier à quelle source ces traceurs sont restitués. De plus, la dynamique de restitution du traceur à la source apporte des informations quant à l'hydrodynamique souterraine.

Une étude de bilan permet aussi de contraindre cette surface. En effet, si le débit à la source est suivi, si les précipitations sont connues, et si l'évapotranspiration est estimée, une hypothèse de bilan nul sur une période pluri-mensuelle à pluriannuelle permet de déterminer la surface du bassin d'alimentation.

3.2. La source comme objet privilégié d'étude

La source karstique présente un comportement intégrateur de tous les phénomènes d'infiltration présents sur le bassin d'alimentation. En tant que tels, le suivi de son débit, l'hydrogramme, et celui des espèces dissoutes que ses eaux transportent est un moyen d'étude que les hydrologues du karst ont développé.

3.2.1. Analyse hydrodynamique de l'hydrogramme

L'hydrogramme des sources karstiques est caractérisé par des périodes de crue ainsi que par des périodes d'étiage ou de tarissement (figure 3.8). Les périodes de tarissement ont été analysées par Maillet (1905) qui a proposé que celles-ci puissent être représentées par un débit décroissant exponentiellement en fonction du temps. L'hypothèse sous-jacente à cette loi exponentielle est que le débit est proportionnel à la hauteur d'eau dans le réservoir. À partir de la fin des précipitations, le débit d'étiage peut être exprimé de la sorte :

$$Q(t) = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (3.2)$$

avec α le coefficient de tarissement (j^{-1}). Ce dernier caractérise la dynamique de restitution des eaux et permet d'appréhender la réserve stockée dans le karst. L'intégration du débit d'étiage permet d'obtenir le volume dynamique, c'est-à-dire le volume total exportable de façon naturelle.

Si le modèle de Maillet est généralement accepté pour représenter la phase de tarissement, la phase de crue est interprétée selon différentes formulations en fonction des interprétations (voir (Mangin, 1975)).

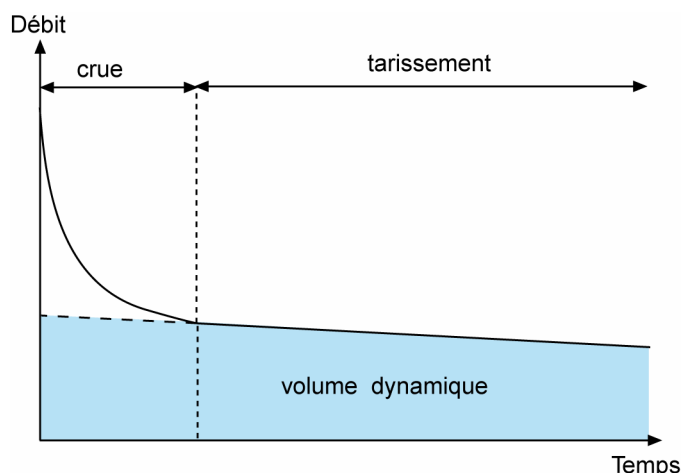


Figure 3.8: Hydrogramme synthétique présentant période de crue et de tarissement.

Certains voient dans l'hydrogramme la vidange de différents compartiments ayant chacun un coefficient de tarissement propre, menant à une somme d'exponentielles décroissantes (Forkasiewicz et Paloc, 1967; Baedke et Krothe, 2001). Des modèles physiques ont montré que ces interprétations n'étaient pas forcément vérifiées (Eisenlohr *et al.*, 1997). La décomposition et l'interprétation des hydrogrammes de sources karstiques fait toujours l'objet de recherches actives (voir (Kovacs *et al.*, 2005; Geyer *et al.*, 2008; Kovacs et Perrochet, 2008)).

En se servant de la fonction d'entrée, la pluie, et de la fonction de sortie, le débit, Mangin (1975) est le premier à effectuer des analyses corrélatoires et spectrales entre ces deux fonctions. Il en tire des informations qui lui permettent d'élaborer le modèle présenté précédemment.

3.2.2. Analyse de la chimie des eaux

L'eau joue à la fois le rôle d'agent chimique, en dissolvant certaines matières, et le rôle d'agent de transport. Ainsi, la nature et la quantité de la matière dissoute dans le temps apportent des informations sur :

- leur origine spatiale,
- les modalités d'écoulements, dont les temps de résidence des eaux.

J'invite le lecteur à se référer aux thèses de Valérie Plagnes (1997) et de Benjamin Garry (2007) pour des informations plus complètes quant aux techniques et résultats de l'hydrochimie des eaux. Notons que par cette technique, le rôle important de l'épikarst dans le stockage de l'eau a récemment été démontré (Perrin, 2003). De plus, le traçage des radio-isotopes du carbone, de la matière organique dissoute et du magnésium montre un rôle important de stockage de la zone d'infiltration pour le système karstique de Fontaine de Vaucluse (Batiot *et al.*, 2003; Emblanch *et al.*, 2003; Garry, 2007).

4. Différentes approches de modélisation

Plusieurs approches de modélisation se côtoient dans la littérature. Les approches retenues dépendent du niveau de connaissance du système karstique et du modèle de fonctionnement auquel l'auteur adhère. Le débit à la source est la quantité modélisée en priorité. Il est en effet facilement mesurable et présente des caractéristiques intégratives du système global dans le temps et l'espace.

4.1. Modélisation physique

La modélisation physique est analogue à celle effectuée pour les aquifères poreux et fracturés: la zone saturée du karst est assimilée à un réseau de fractures et de conduits traversant une matrice poreuse. Ainsi, Kiraly (1988) développe un code à 3 dimensions aux éléments finis résolvant les équations de flux laminaire qu'il applique à un système karstique. Une telle modélisation nécessite la connaissance des paramètres hydrauliques au sein du système karstique, de la géométrie, du nombre et de la taille des conduits. Ces paramètres ne sont malheureusement que peu accessibles pour la vaste majorité des systèmes karstiques.

Lorsque les drains karstiques sont bien connus, les écoulements peuvent être modélisés de façon réaliste (Jeannin, 2001). Scanlon et al. (2003) ont montré qu'il est possible de simuler l'hydrogramme karstique en utilisant des modèles utilisés pour les simuler les aquifères poreux.

4.2. Modélisation par fonction de transfert et convolution

Ce type de modélisation est couramment qualifié de modélisation par 'boîte noire' ou 'boîte grise'. Ici, le fonctionnement interne du système est omis en tant que système physique, seules les fonctions d'entrées (pluie) et de sorties (débit) sont prises en compte et reliées par des fonctions mathématiques. La convolution de la fonction d'entrée par une fonction de transfert simule le débit (Labat *et al.*, 2000a; Labat *et al.*, 2000b; Denic-Jukic et Jukic, 2003; Jukic et Denic-Jukic, 2006). Une telle approche, couplée avec la chimie des eaux, peut permettre la caractérisation du fonctionnement karstique (Pinault *et al.*, 2001).

4.3. Modélisation par modèle à réservoirs

Les modèles à réservoirs pluie-débit sont utilisés en hydrologie pour simuler les débits (par exemple IHACRES (Jakeman *et al.*, 1990), GR4J (Perrin *et al.*, 2003a)). Des réservoirs virtuels en cascades ayant des propriétés de vidange bien définies représentent le fonctionnement interne du système hydrologique étudié. Les mécanismes physiques sont ici simplifiés, et le but est de simuler le débit avec le moins possible de réservoirs et de paramètres à ajuster. Ces modèles comportent deux fonctions distinctes :

- la fonction de production, qui, à partir de paramètres météorologiques (pluie, évapotranspiration potentielle...), détermine la quantité d'eau effectivement infiltrée dans le modèle ;

- la fonction de transfert, qui organise le cheminement de l'eau entre différents réservoirs pour parvenir *in fine* en sortie du modèle sous forme de débit.

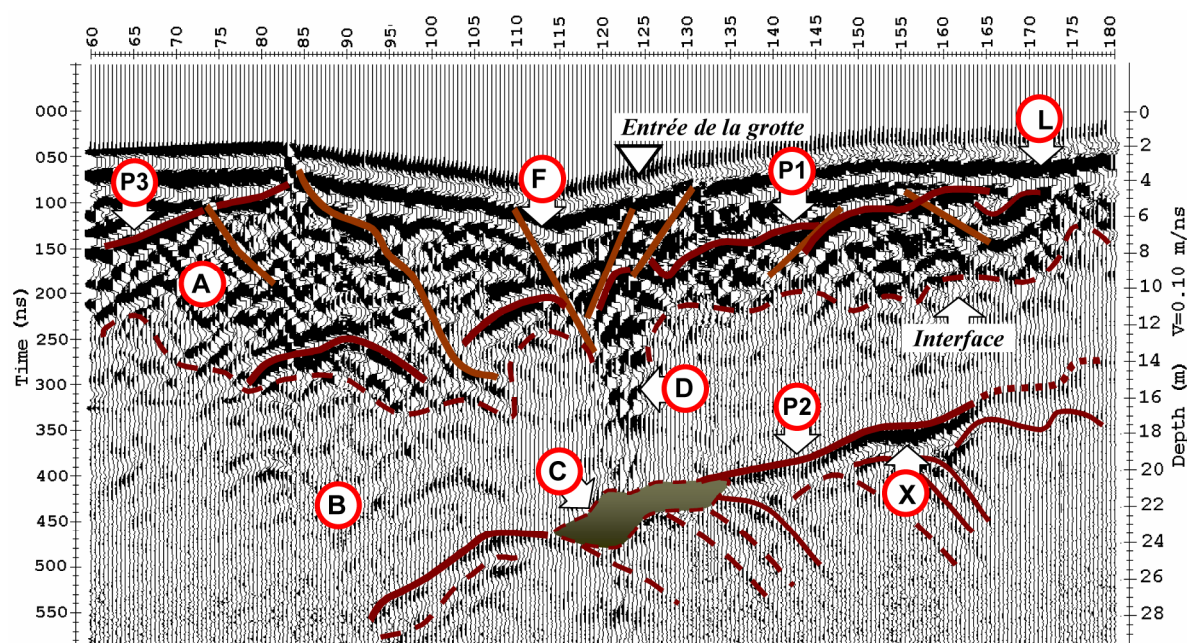
En milieu karstique, de tels modèles plus ou moins complexes ont été appliqués avec succès à la simulation de débit depuis les années 1960 (se référer à la thèse de B. Marsaud (1997) pour une revue complète). Récemment, P. Fleury a repris ce concept et a modélisé avec succès le débit de la Fontaine de Vaucluse (Fleury *et al.*, 2007b) ainsi que le débit d'une source sous-marine (Fleury *et al.*, 2007a).

5. Approches géophysiques et géodésiques

Les études de géophysique appliquée au karst sont souvent destinées à l'étude des structures internes. En raison de la complexité du milieu karstique, la plupart des études académiques ont lieu sur des zones dont la structure karstique est connue. C'est plutôt dans une optique méthodologique et non d'exploration que ces études sont menées pour l'instant.

Les travaux de W. Al-farez (2002), qui a effectué du géoradar (entre autres) sur le Causse de l'Hortus, ont permis de montrer que cette technique est intéressante pour la quantification des 30 premiers mètres de terrains karstiques. Ainsi, la structure de l'épikarst se démarque nettement de la zone d'infiltration (figure 3.9) et un conduit connu est détecté. Cette technique est efficace que lorsque les recouvrements de surfaces conducteurs –les argiles principalement– sont peu présents.

Kaufmann et Quinif (1999) ont cartographié des zones d'effondrement liées à un paléokarst réactivé en utilisant le traîné et le panneau électrique. La technique de la résonance magnétique protonique a également permis de localiser des conduits karstiques (Vouillamoz *et al.*, 2003; Boucher *et al.*, 2006). Les profondeurs d'investigation des méthodes décrites précédemment limitent sévèrement leur utilisation pour caractériser les systèmes karstiques dans leur globalité. L'épikarst et les grandes structures de la zone d'infiltration peuvent toutefois être appréhendés.



A : Calcaires jaunes fracturés (épikarst), B : Calcaires gris, massifs et compacts, C : Cavité karstique du Lamalou (salle de la grotte), D : Aven d'accès menant à la grotte, F : Faille, L : Lapiaz, P1,P2,P3 : Pendages des couches (plans de stratification), X : Cavité karstique inconnue

Figure 3.9 : Radargramme interprété sur le Causse de l'Hortus, d'après Al-fares (2002)

Les approches gravimétriques sont couramment utilisées en milieu karstique pour la détection de cavités. En effet, la différence de densité entre un conduit et la roche encaissante génère une anomalie gravimétrique qui peut être décelée par des études microgravimétriques (Styles *et al.*, 2005; Debeglia *et al.*, 2006). Ces méthodes sont aussi utilisées à but exploratoire en génie civil, par exemple lors d'implantation d'ouvrages (voies de TGV, tunnels, routes...) en milieu karstique.

Les études citées précédemment s'intéressent surtout à la caractérisation de la structure karstique. Peu d'études se focalisent sur la variation dans le temps de signaux géophysiques ou géodésiques liés aux fonctionnement hydrologique du karst. Nous pouvons néanmoins citer l'étude de Debeglia *et al.* (2006), où des variations de gravité entre levés gravimétriques consécutifs dans le temps sont mises en évidence. Des variations de nature hydrologique sont invoquées pour expliquer ce signal. Van Camp *et al.* (2006) mesurent la valeur de g avec un gravimètre absolu FG5 à des pas de temps horaires au-dessus d'un système de cavités karstiques de la grotte de Lorette-Rochefort, Belgique. Le fonctionnement de ce système est particulier ; lors de grosses crues de la rivière Lomme, celle-ci déborde et alimente alors une perte menant au système de cavités qui se met en charge. Les variations de gravité observées sont alors bien marquées et présentent un faible déphasage avec la piézométrie mesurée dans les cavités (figure 3.10).

En mettant en rapport les variations de g avec les variations du niveau d'eau, Van Camp *et al.* (2006) concluent que deux situations sont possibles : soit la porosité du système est extrêmement faible en considérant la nappe comme libre, soit l'écoulement est canalisé et limité à la tuyauterie karstique.

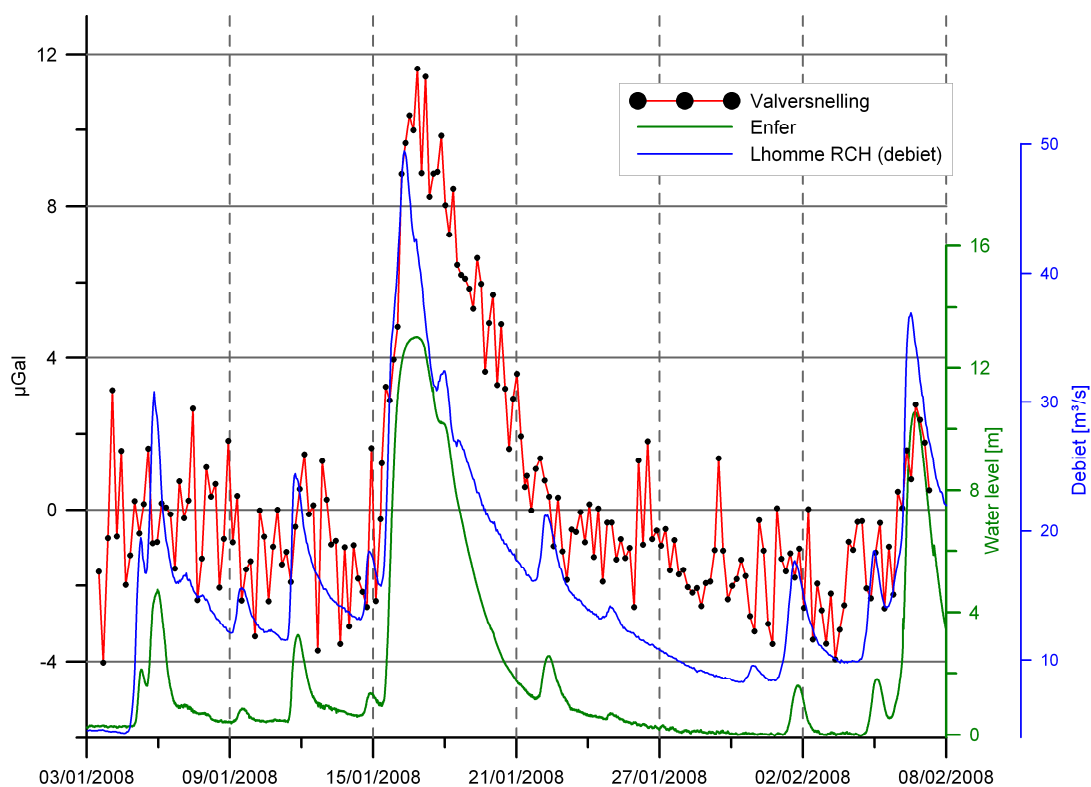


Figure 3.10 : Valversnelling : gravité, Débit de la rivière Lhomme (bleu), et niveau d'eau souterrain dans la grotte de Lorette-Rochefort (vert), d'après Van Camp (communication personnelle, 2009).

4. LE SITE D'ETUDE: LE SYSTEME KARSTIQUE DU DURZON

Le terrain d'étude est maintenant présenté : il s'agit du système karstique du Durzon sur le causse de l'Hospitalet. Les informations dans cette partie ont été largement tirées des thèses de L. Bruxelles (2001) et V. Plagnes (1997).

1. Contexte et histoire géologique régionale

Les grands Causses, situés au sud de la France, sont constitués de séries carbonatées déposées au Jurassique (figure 4.1). Ces vastes plateaux calcaires et dolomitiques représentent un paysage karstique typique : ils sont entaillés par de profondes vallées, ou reculées karstiques, au fond desquelles coulent des rivières dont l'eau provient de source ou résurgences karstiques.

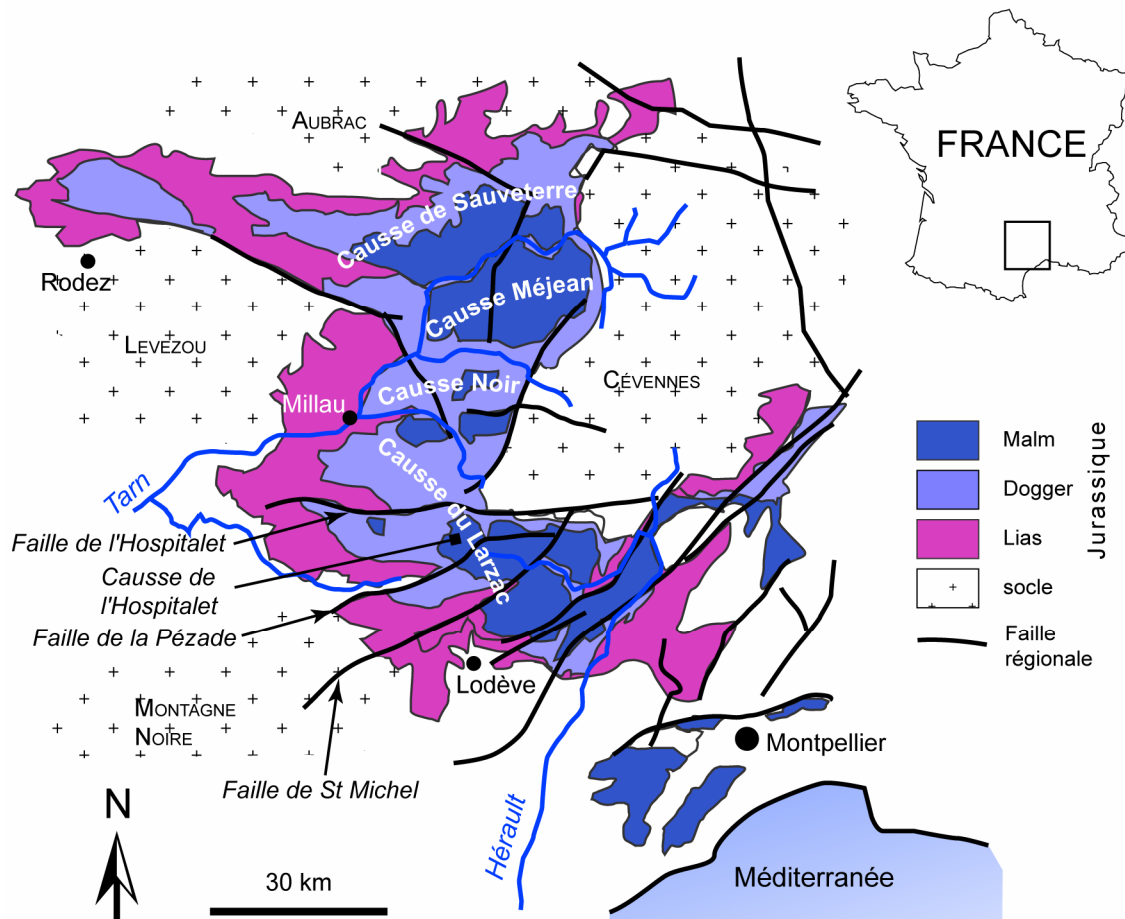


Figure 4.1 : Carte géologique synthétique de la région des Grands Causses. Seuls les terrains Jurassiques sont indiqués. Modifié d'après Bruxelles (2001).

Ainsi, plusieurs unités sont délimitées par des reculés ou des canyons : le Causse de Sauveterre (~ 550 km²), le Causse Méjean (~ 350 km²), le Causse Noir (~ 200 km²) et le Causse du Larzac (~ 1000 km²) dans la partie la plus méridionale (figure 4.1). Ce dernier est structurellement séparé en 3 panneaux par des failles régionales : la faille de l'Hospitalet, la faille de la Pézade et la faille de Saint Michel (voir figure 4.1).

L'histoire géologique de cette région est marquée par une phase de distension au Jurassique (-200 à -135 Ma), ayant permis la sédimentation d'une épaisse série carbonatée sur le socle anté-Jurassique (représenté aujourd'hui par les régions des Cévennes, de la Montagne Noire, du Levezou et de l'Aubrac, voir figure 4.1). Des phases compressives ont lieu au Crétacé Supérieur et à l'Eocène (-95 à -35 Ma) lors de la phase pyrénéo-provençale, responsables des grandes failles chevauchantes d'orientation est-ouest (dont les failles de l'Hospitalet et de la Pézade). Une phase de distension Oligocène (~-30 Ma), provoquant de la surrection du massif Cévenol, réactive les accidents précédemment formés. Enfin, la région subit une surrection démarrant au Néogène (-20 Ma) et se produisant jusqu'à nos jours, responsable du creusement des vallées. L'encaissement progressif du réseau hydrographique aurait débuté au Miocène moyen, vers -15 Ma (Ambert et Ambert, 1995).

2. Géologie

Le Causse de l'Hospitalet est la partie du causse du Larzac se situant entre les failles de l'Hospitalet et de la Pézade (figure 4.1 et figure 4.2). Le système karstique du Durzon draine une partie des eaux de pluie tombées sur ce causse.

2.1. Lithologie et stratigraphie

La série stratigraphique Jurassique est marquée par deux épaisses séries de calcaires et de dolomies séparées par une série marneuses. La série calcaire inférieure est datée du Lias inférieur et moyen (Hétangien à Carixien) et présente une épaisseur de 50 à 300 m, affleurant sur le pourtour des Grands Causses. La série marneuse est liasique (Domérien-Toarcien) et a une épaisseur de ~ 100 m. Elle est constituée de marnes 'feuilletées', de schistes cartons et de marnes noires. D'un point de vue hydrologique, cette série joue le rôle de couche imperméable séparant les aquifères présents dans les calcaires sous- et sus-jacents. De par leur forte érodabilité, ces marnes constituent souvent les talus des reculées karstiques, dont les corniches sont constituées par les calcaires plus compétents du Dogger (voir figure 4.2).

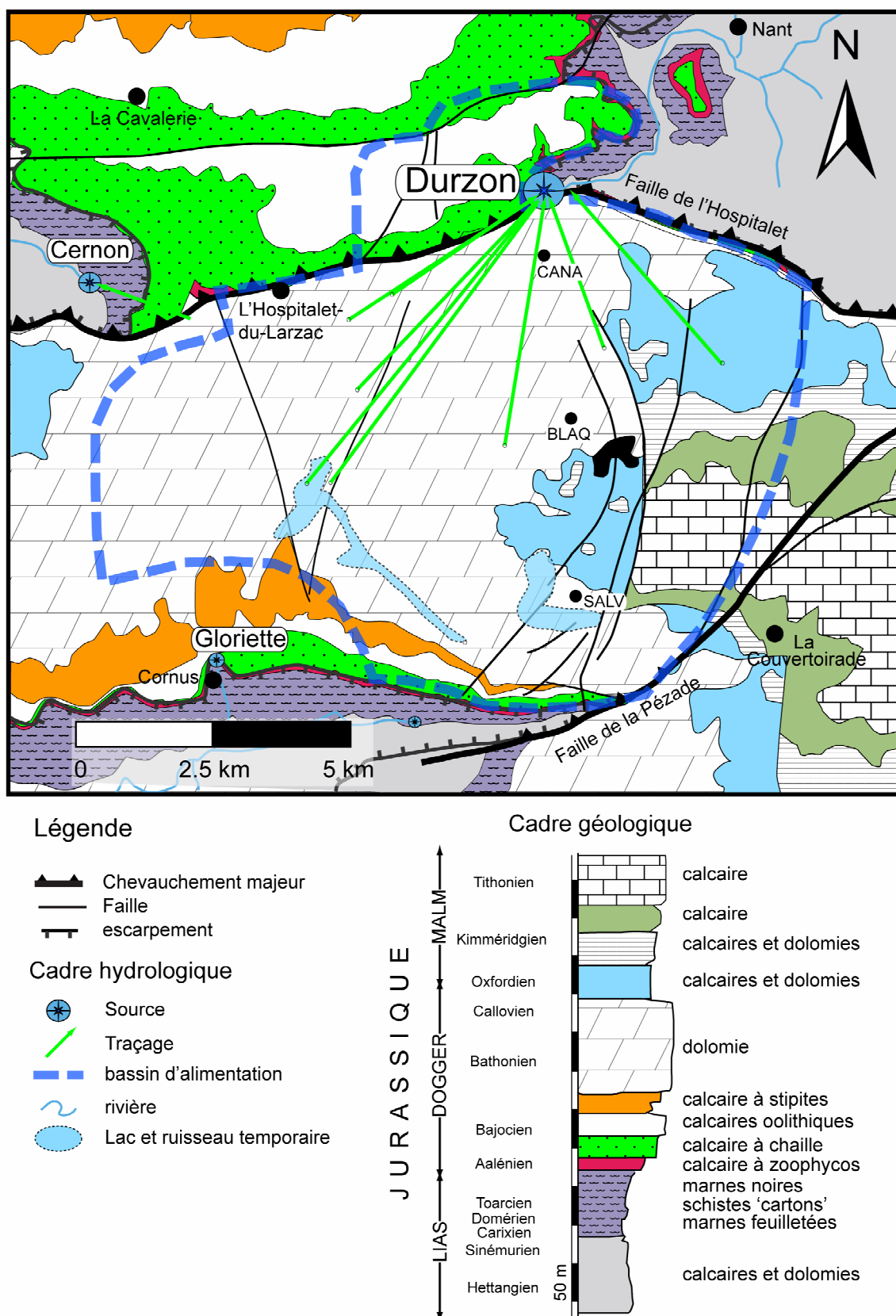


Figure 4.2 : Contexte géologique et hydrogéologique du système karstique du Durzon. Modifié d'après Bruxelles (2001).

Les roches carbonatées du Dogger et du Malm (Jurassique moyen et supérieur) affleurent au niveau du Causse de l'Hospitalet (voir figure 4.2). Ainsi, plusieurs formations du Dogger sont à l'affleurement :

- les calcaires à Zoophycos, d'épaisseur < 50m
- les calcaires à chailles, épaisseur ~ 50m, dont les produits d'altération ont eu un rôle dans la morphologie du causse, discutée plus loin
- les calcaires oolithiques, d'épaisseur < 50m
- les calcaires à stipite, d'épaisseur ~ 20 m
- les dolomies bathoniennes, dites 'dolomies II', dont l'épaisseur est ~ 150 m sur le Causse de l'Hospitalet. Ces dernières affleurent largement sur le système karstique du Durzon (voir figure 4.2).

Au dessus, la série carbonatée du Malm est constituée de calcaires et de dolomies, avec une prédominance de calcaires à partir du Kimméridgien.

2.2. Structure

Malgré l'évolution tectonique longue et polyphasée précédemment décrite, les séries sédimentaires sont sub-horizontales, avec un pendage ~ 5° vers le nord. Vers les chevauchements majeurs des failles de l'Hospitalet et de la Pézade, le pendage des unités peut localement être plus important : ceci est illustré par la présence de plissements vers les failles de l'Hospitalet et de la Pézade (voir figure 4.3). Ainsi, une structure synclinale dont l'axe est parallèle à la faille de l'Hospitalet existe au sud de celle-ci (une structure anticlinale existe au nord).

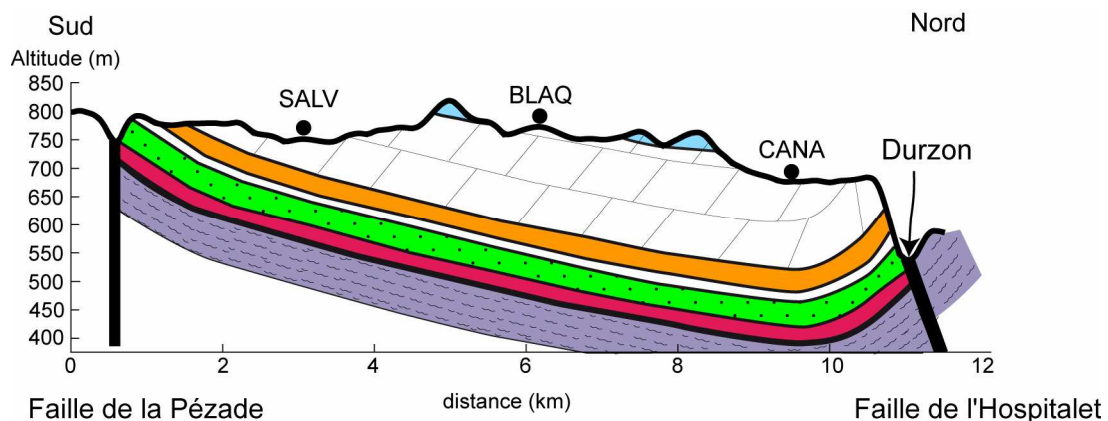


Figure 4.3 : Coupe géologique sud - nord du causse de l'Hospitalet, voir figure 4.2 pour les figurés.

A l'est de la Blaquérierie (BLAQ), une série de failles normales abaisse le compartiment oriental et permet aux formations du Malm d'affleurer plus largement (voir figure 4.2).

3. Géomorphologie

3.1. Topographie

La topographie de surface du système karstique du Durzon varie entre 670 et 900 m. On distingue des secteurs hauts, d'altitude supérieure à 750 m et des secteurs déprimés, d'altitude ~ 710 m (voir figure 4.4). Les secteurs hauts sont situés sur la partie orientale du Causse de l'Hospitalet, et correspondent généralement aux formations du Malm plus compétentes. Les secteurs bas, concentrés sur la partie occidentale du Causse, correspondent aux formations du Dogger, et majoritairement dans la dolomie Bathonienne. Ces secteurs bas sont qualifiés de 'poljé', terme serbo-croate signifiant plaine. Selon Ambert, on distingue le poljé de l'Hospitalet et l'alvéole des Canalettes (CANA) (Ambert, 1989). Ces larges dépressions cheminent du sud vers le nord, puis prennent une direction parallèle à la faille de l'Hospitalet à son front, pour aboutir au secteur de CANA (voir figure 4.4). Cette orientation parallèle à la faille est aussi l'orientation de la charnière synclinale visible sur la figure 4.3.

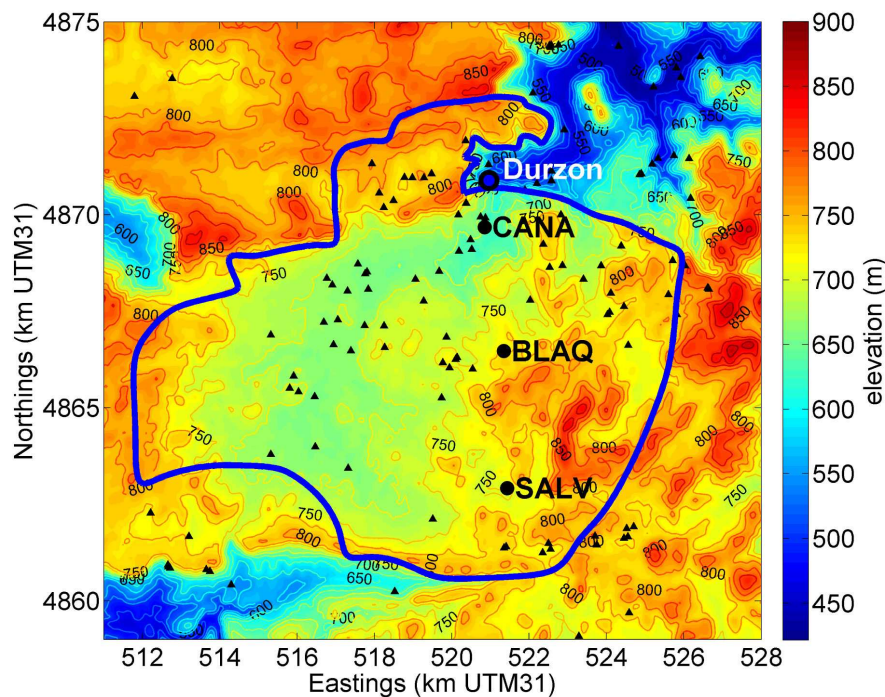


Figure 4.4 : topographie du système karstique du Durzon. Courbes de niveau tous les 25 m. Les triangles noirs représentent les cavités karstiques connues.

3.2. Formations superficielles

Les calcaires à chailles du Dogger inférieur s'altèrent en argiles à chailles qui tapissent le fond des dépressions. Selon Bruxelles (2001), le mode d'altération de ces calcaires est la 'fantômisation' (Vergari et Quinif, 1997; Quinif, 1999), altération iso-volumétrique s'opérant sous faible gradient hydraulique.

Ces altérites sont abondantes dans les secteurs bas du sud du causse, de part la proximité des calcaires à chailles affleurant et de part la configuration topographique (figure 4.2 et figure 4.4) favorisant leur

transit. En revanche, ces dépôts ne sont guère présents dans les secteurs déprimés du Nord, malgré des conditions favorables de proximité des calcaires à chailles et de topographie. Dans cette zone, ces formations auraient été soutirées activement en raison de la vigueur du fonctionnement karstique dans ce secteur.

Toujours selon Bruxelles (2001), ces formations superficielles auraient joué un rôle important dans l'établissement de la morphologie actuelle. Celles-ci forment une couche retenant l'eau et favorisant ainsi la 'crypto-corrosion', en jouant le rôle de compresse humide sur les calcaires et les dolomies, conduisant à leur altération et au développement d'aplanissements.

4. Hydrologie du système karstique du Durzon

Plusieurs sources drainent le plateau carbonaté entre la faille de l'Hospitalet et la faille de la Pézade. La plus importante est celle du Durzon, qui draine le système karstique étudié dans cette thèse. Les informations présentées dans cette section sont tirées de l'étude de Ricard et Bakalowicz (1996).

4.1. La source du Durzon

La source du Durzon est une source pérenne. Les périodes de crues, consécutives aux fortes pluies, sont suivies de périodes dites d'étiage, ou de tarissement, lors des mois secs (voir figure 4.5). L'eau du Durzon alimente 14 communes et est utilisée par deux piscicultures. Les débits de la source du Durzon sont mesurés par le Parc National des Grands Causses (PNGC), au niveau du Mas du Pré. La hauteur d'eau est mesurée au niveau d'une section bétonnée de la rivière, et une relation de tarage entre hauteur d'eau et débit est déterminée avec des mesures de débit indépendantes. Le débit est relié à la hauteur d'eau par une loi puissance dont les paramètres sont déterminés. Sur la période 2002-2009, le débit moyen journalier du Durzon est de $1.4 \text{ m}^3/\text{s}$, avec une valeur maximale de $18.3 \text{ m}^3/\text{s}$ et une valeur minimale de $0.6 \text{ m}^3/\text{s}$.

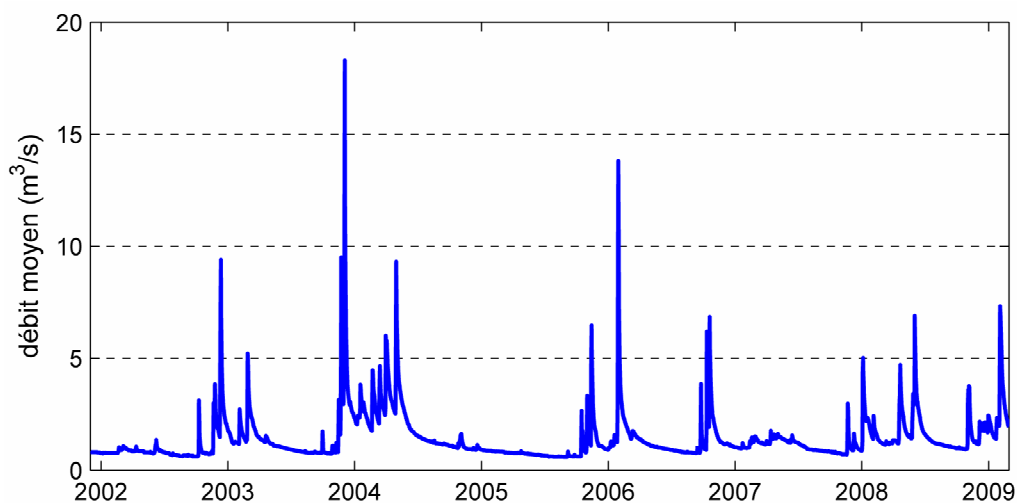


Figure 4.5 : Débits moyens journaliers de la source du Durzon sur la période 2002-2009

L'émergence des eaux se fait à une altitude de 533 m. Reconnue en plongée sur une distance supérieure à 1 km et une profondeur allant jusqu'à -118 m, (<http://www.plongeesout.com/>), cette source est constituée d'un conduit unique et démontre un fonctionnement de type vauclusien. L'émergence s'effectue au niveau de la faille de l'Hospitalet qui met en contact les calcaires et dolomie du Dogger avec les marnes liasiques (figure 4.3). Le ruisseau du Durzon est un affluent de la Dourbie, laquelle se jette dans le Tarn au niveau de Millau (figure 4.1).

4.2. Organisation du système karstique du Durzon

A l'exception notable de la Foux de la Vis, les sources du Larzac septentrional sont alimentées exclusivement par les eaux de pluie : il s'agit de karsts unaires (voir figure 3.2).

4.2.1. Bassin d'alimentation

Le bassin d'alimentation du système karstique du Durzon a été déterminé par la confrontation de plusieurs méthodes. La géologie permet d'imposer des contraintes sur la géométrie de l'aquifère karstique en prenant en compte les accidents majeurs (failles, plis) et la lithologie des formations : le lias marneux est une couche imperméable définissant la limite inférieure de l'aquifère. Un bilan de masse a été effectué afin de contraindre la surface du bassin versant en prenant en compte ce qui rentre (pluviométrie) et ce qui sort (débit du Durzon, évapotranspiration). Finalement, des traçages artificiels (voir figure 4.2) dans des cours d'eau souterrains ont permis d'établir la surface du bassin d'alimentation. Le bassin d'alimentation est représenté en bleu figure 4.2 et figure 4.4. Au nord et à l'ouest, les failles de l'Hospitalet et une branche de la faille de la Pézade font office de barrières hydrogéologiques. Au sud, la faille de la Pézade et sa reculée associée délimitent le bassin. L'extension vers l'ouest et au delà de la faille de l'Hospitalet au nord (figure 4.2) est assez mal définie, par manque de possibilité d'effectuer des traçages. La surface du bassin d'alimentation est ainsi approximativement connue. En effet, Ricard et Bakalowicz (1996) l'estiment à 116.8 km², alors que le PNGC lui donne une valeur de 97.7 km² (<http://www.hydro.eaufrance.fr/>).

4.2.2. Cavités karstiques

La densité des cavités karstiques est plus importante au nord qu'au sud du bassin d'alimentation du Durzon (figure 4.4). De plus, les cavités karstiques se trouvent en plus grand nombre au sein des secteurs déprimés qu'au sein des secteurs hauts. Quelques cavités recoupent des ruisseaux souterrains pérennes.

4.2.3. Apport de la géochimie

La géochimie des eaux de sources karstiques est un outil puissant pour caractériser le fonctionnement des karsts. Valérie Plagnes (1997) a utilisé cette méthode pendant sa thèse et a apporté des éléments

intéressants quant au fonctionnement du karst du Durzon. En effet, l'analyse de la concentration et de ses variations pour des traceurs naturels présents dans les eaux de source est pleine d'enseignements. Un traceur naturel est un élément chimique et/ou isotopique apporté au système karstique par les précipitations, ou acquis lors du transit de l'eau dans le karst. Sur le Larzac, la concentration des ions Mg^{2+} est très variable entre les différentes sources. Mg^{2+} entre en solution par la dissolution des dolomies ($CaMg(CO_3)_2$) dont la cinétique de réaction est longue. Ainsi, Plagnes a montré que la teneur en Mg est directement proportionnelle à l'extension des dolomies sur un bassin versant donné. La concentration moyenne en Mg^{2+} est ainsi de respectivement 19 mg/l et 11 mg/l pour le Durzon et l'Homède, dont respectivement 80% et 31% de la surface du bassin versant est constituée de dolomie. La variation de la concentration en Mg^{2+} au cours du temps est particulièrement informative. Pendant les épisodes de crue, si la concentration reste stable, cela est interprété par un faible apport d'eaux de pluie et par une grande capacité de stockage du karst. A l'inverse, une forte diminution de cette concentration en crue indique la part importante des eaux de pluie et la part relativement plus faible des eaux stockées dans le karst. Sur la figure 4.6, les concentrations en Mg^{2+} pour les sources du Durzon et de l'Homède sont représentées entre 1993 et 1997.

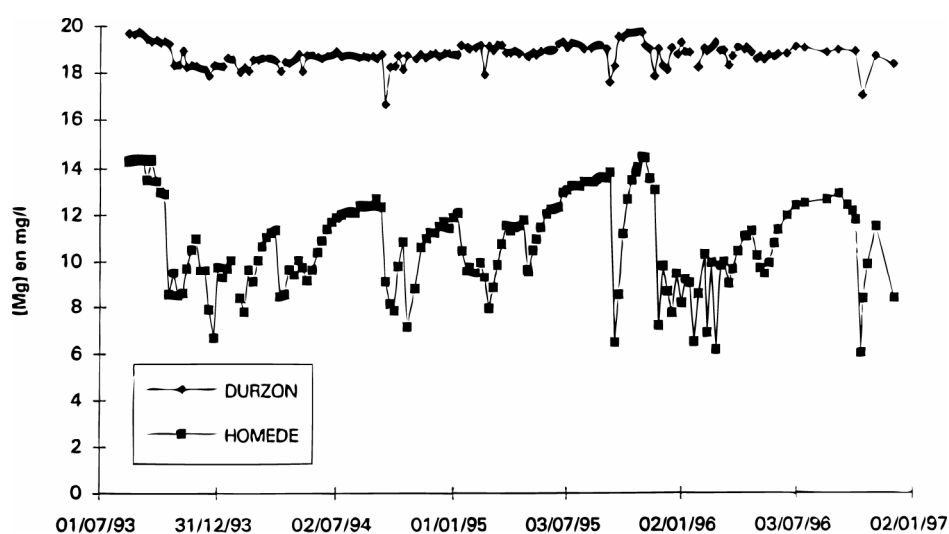


Figure 4.6 : Concentration en magnésium dans les eaux des sources du Durzon et de l'Homède, d'après Plagnes (1997).

On observe une grande stabilité dans le temps pour le chimisme du Durzon par rapport à celui de l'Homède. Ceci suggère un fort stockage associé à un long temps de séjour des eaux pour le système du Durzon. Ainsi, Plagnes (1997) invoque la fonction de stockage importante de l'épikarst bien développé dans les dolomies Bathoniennes pour rendre compte des faibles variations de Mg^{2+} .

4.3. Un fonctionnement particulier: lacs et écoulements temporaires

Lors de périodes à pluviométrie exceptionnelle, des lacs et écoulements temporaires se forment au sud du système karstique du Durzon (figure 4.7). Ces phénomènes ont été observés par Martel (1936) puis

étudiés par Salvayre (1969) . La dernière apparition de ces lacs et écoulement remonte à 1996, où ils ont été étudiés en détail par plusieurs équipes (Bruxelles et Caubel, 1996; Ricard et Bakalowicz, 1996; Plagnes, 1997). Deux séries de lacs et écoulements ont existé entre janvier et avril 1996 : les lacs de la Salvetat et les circulations des Ménudes-Caussenuéjouis (voir figure 4.2 et figure 4.7). Les eaux de ces lacs possèdent des caractéristiques géochimiques d'eaux souterraines à fort temps de résidence : une forte concentration en magnésium (entre 10 et 20 mg/l) ainsi qu'une conductivité élevée. Ainsi, les lacs observés seraient l'expression du débordement d'aquifères perchés au sein de la dolomie Bathonienne. Ce type d'aquifère concernerait l'epikarst. Selon Bruxelles (1996), il ne s'agirait pas d'un unique aquifère, mais de multiples nappes perchées ayant des caractéristiques de vidange propre. En effet, les différents lacs se remplissent et se vidangent avec des constantes de temps propres.

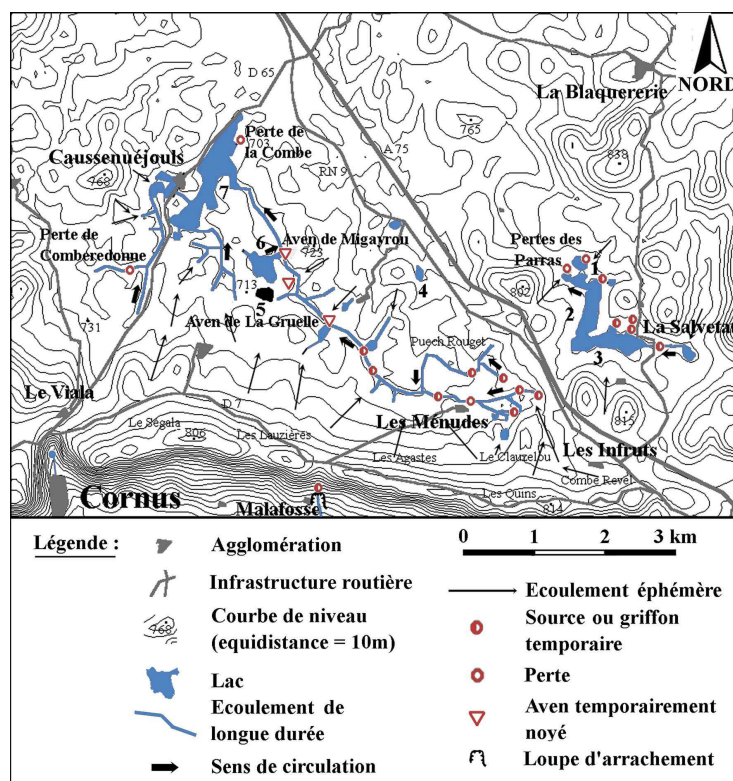


Figure 4.7: Lacs et écoulements de surface du Causse de l'Hospitalet, d'après Bruxelles (2001)

La dolomie Bathonienne semble jouer un rôle spécifique dans le fonctionnement des ces systèmes. Elle a en effet une porosité non négligeable et pourrait se comporter comme un aquifère poreux. Néanmoins, il convient de remarquer que cette formation est présente sur une grande partie du bassin d'alimentation, et que les lacs ne sont observés que dans la partie sud. Ainsi, Bruxelles invoque deux éléments supplémentaires pour rendre compte de ces phénomènes :

- 1) les formations superficielles, dont les argiles à chailles, joueraient un rôle important dans la formation des lacs en imperméabilisant le fond des plaines ;

2) la karstification ne serait pas bien développée dans les zones de lacs temporaires par rapport à la zone nord proche de la source du Durzon. La répartition des cavités karstiques (figure 4.4) et le concept de karstification régressive (de l'aval vers l'amont) semblent appuyer cette hypothèse.

5. Contexte climatique

5.1. Précipitations

Le Causse du Larzac septentrional est soumis à des conditions climatiques influencées par la Méditerranée. La pluviométrie moyenne calculée à la station du Caylar (7 km au sud du Bassin d'alimentation) sur la période 1995-2009 est de 1080 mm par an. Il existe une forte variabilité annuelle (table 4.1) mais le régime des pluies mensuelles est caractéristique de celui de l'arc méditerranéen. En effet, les précipitations automnales (de septembre à décembre) peuvent contribuer, en 4 mois, à plus du tiers des moyennes annuelles (voir figure 4.8). Ces précipitations automnales sont qualifiées d'évènements 'cévenols'. Ceux-ci sont générés par la condensation d'un flux d'air chaud et humide provenant de la méditerranée lorsque celui-ci rencontre le relief de l'arrière pays (Cévennes-Larzac). Les mois d'étés sont secs (figure 4.8), et l'hiver et le printemps sont pluvieux.

stations	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008
Le Caylar	1194.0	870.0	824.0	1176.0	1110.0	1046.0	736.0	1117.4	908.8	1202.4
La Blaquérie								1092.5	883.8	1202.8
La Cavalerie								799	760.8	

Table 4.1 : Pluviométrie annuelle

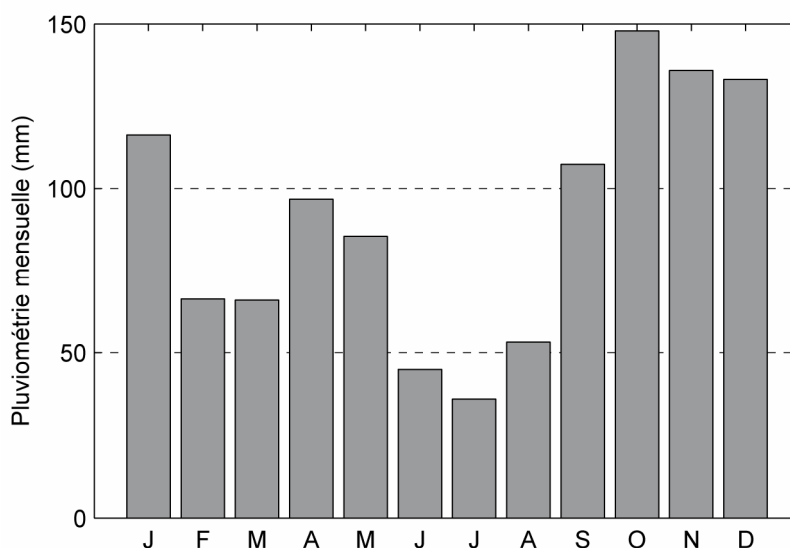


Figure 4.8: Pluviométrie moyenne mensuelle au Caylar sur la période 1995-2009 (données Météo-France)

Il existe une variabilité spatiale de la pluviométrie sur le Larzac, influencée par la topographie. Ainsi, la pluviométrie à La Cavalerie (table 4.1) est inférieure à celle au Caylar. Ceci peut être dû au relief lié à la faille de l'Hospitalet (figure 4.4), qui pourrait agir comme une 'barrière' pour les précipitations venant du sud. Nous montrerons qu'au niveau du bassin d'alimentation du Durzon, les précipitations peuvent être considérées comme homogènes, ce qui peut être observé de prime abord en comparant les valeurs annuelles au Caylar et à la Blaquérierie (table 4.1).

5.2. Evapotranspiration

L'évapotranspiration est un processus complexe composé d'une évaporation physique (surface d'eau libre, neige, glace, eau du sol nu) et d'une évaporation physiologique (transpiration des plantes). Ces deux types de processus se produisent simultanément, si bien qu'ils sont généralement regroupés sous le terme générique d'évapotranspiration.

L'évapotranspiration se produit réellement si l'eau présente est évaporable (facteur limitant) et, d'autre part, si l'air ambiant exerce une demande évaporative (l'air ne doit pas être saturé). L'évapotranspiration réelle (ETR) dépend donc des conditions météorologiques mais aussi de la disponibilité en eau. A ces deux types de facteurs s'ajoutent encore dans le cas de l'évapotranspiration les propriétés physiques et physiologiques de la couverture végétale.

L'évapotranspiration potentielle (ETP) est définie comme l'ensemble des pertes en eau par évaporation et transpiration d'une surface de gazon de hauteur uniforme, en pleine période de croissance, recouvrant complètement le sol et abondamment pourvue en eau. Le concept d'évapotranspiration potentielle (ETP) permet de représenter la demande évaporatoire de l'atmosphère et son estimation ne nécessite que la connaissance de paramètres liés à celui-ci. Il existe plusieurs méthodes de calcul de l'ETP. Celles-ci sont basées sur la température, le rayonnement incident, l'aérodynamique ou une combinaison des méthodes précédentes (pour une description détaillée, se référer au chapitre 1 de la thèse de L. Oudin (2004)).

L'évapotranspiration potentielle utilisée dans ce mémoire est calculée selon la méthode combinatoire de Penman-Monteith (Penman, 1948; Monteith, 1965) dont la formule est la suivante :

$$ETP = \frac{\Delta R_n + \frac{\rho_a C_p}{r_a} (e_a - e_d)}{\lambda \rho_w \left(\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right) \right)} \quad (4.1)$$

avec Δ la pente de la courbe de pression de vapeur saturante en fonction de la température ($\text{Pa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$), R_n le rayonnement net ($\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{jour}^{-1}$) fonction du rayonnement global, de l'albédo, et du rayonnement réémis par la terre, C_p la chaleur latente de l'air ($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$), ρ_a la densité de l'air ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$), r_a la résistance aérodynamique ($\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$) fonction de la rugosité et de la vitesse du vent, r_s la résistance

stomatale (s.m^{-1}), $(e_a - e_d)$ la différence de pression de vapeur saturante à la température T_a par rapport à la pression de vapeur effective de l'air (kPa), λ la chaleur latente de vaporisation de l'eau (J.kg^{-1}), ρ_w la densité de l'eau (kg m^{-3}) et γ la constante psychométrique ($\text{Pa.}^\circ\text{C}^{-1}$).

Cette formule nécessite des données de température, de pression de vapeur effective de l'air, de vitesse du vent et de durée d'ensoleillement. L'ETP est donnée par Météo-France à la station du Caylar, à 7 km au sud du bassin d'alimentation du Durzon. La figure 4.9 montre les moyennes mensuelles d'ETP au Caylar pour la période 2004-2009. On observe un maximum d'ETP pour les mois chauds d'été et un minimum pour les mois froids d'hiver.

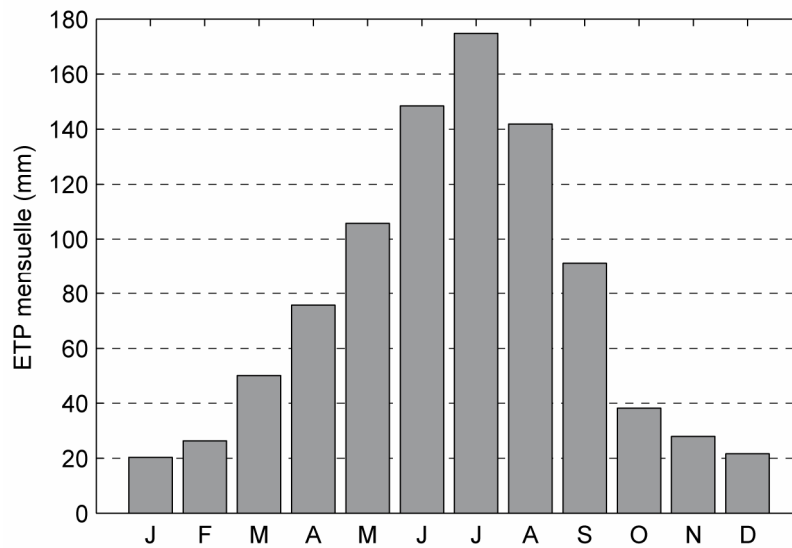


Figure 4.9: Evapotranspiration potentielle mensuelle moyenne (méthode de Penman-Monteith) à la station du Caylar pour la période 2004-2009 (données Météo-France)

Selon la formule utilisée pour son calcul, l'ETP peut varier assez fortement (figure 4.10).

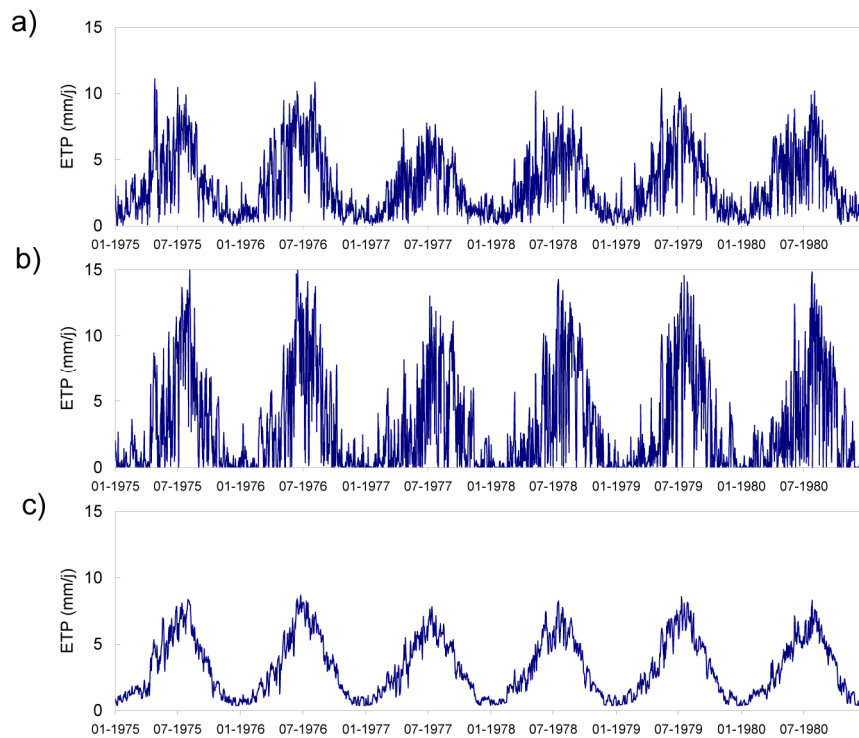


Figure 4.10 : Chroniques d'ETP à la station de Millau selon les formules de a) Penman, b) Thornthwaite et c) McGuinness et Bordne. Modifié d'après Oudin (2004)

On définit l'évapotranspiration réelle (ETR) comme le flux d'eau qui repart réellement vers l'atmosphère. Cette dernière quantité dépend de l'état hydrique du sol, du type de sol et de végétation ainsi que des paramètres atmosphériques. Nous verrons plus loin comment relier l'ETR à l'ETP.

6. Instrumentation sur le système karstique du Durzon

La carte synthétique des instruments installés et sites de mesures est présentée en figure 4.11. Trois sites sont suivis avec un gravimètre FG5 : SALV, BLAQ et CANA. La présentation et l'interprétation de ces données sont faites en section 5. Le site BEAU présente l'avantage de permettre des mesures en surface et à 60 m de profondeur avec un gravimètre relatif Scintrex CG5 ; ces mesures sont présentées en section 6. Finalement, un levé gravimétrique de 40 sites a été mesuré avec un CG5 plusieurs fois, ce sont les points rouges (figure 4.11). La présentation et l'interprétation de ces données sont faites à la section 7.

Trois sites inclinométriques ont été installés sur le système karstique du Durzon (figure 4.11), nous présentons et analysons les données des sites INFRUTS et TITOU en section 8.

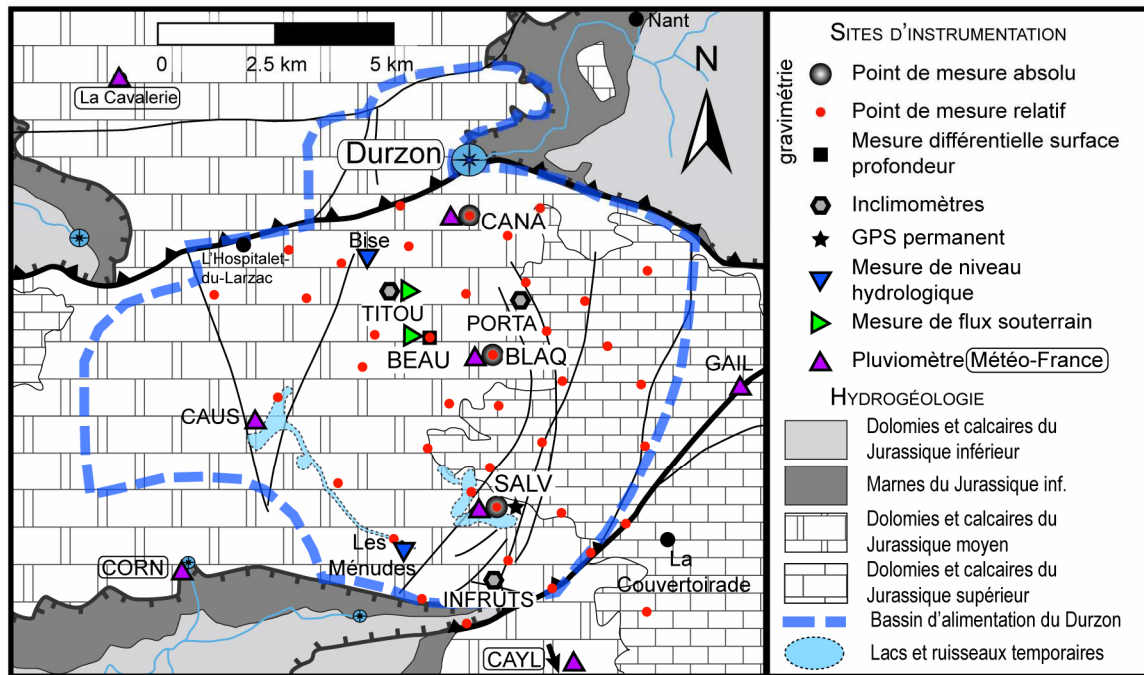


Figure 4.11: Sites de mesure et instruments installés sur le système karstique du Durzon

Cinq pluviomètres ont été installés par nos soins : aux trois sites absolus, et les deux autres aux sites GAIL (hameau de Gaillac) et CAUS (hameau de Caussenujeouls). Trois pluviomètres de Météo-France sont utilisés : CAVA (La Cavalerie), CORN (Cornus) et CAYL (Le Caylar). Des mesures piézométriques sont effectuées aux Ménudes dans un forage et à l'aven de la Bise à 150 m de la surface dans un siphon karstique (figure 4.11). Finalement, des pluviomètres sont installés dans des avens à TITOU et BEAU afin de mesurer le flux d'infiltration, voir section 9.

5. VARIATIONS ABSOLUES DE LA PESANTEUR ET STOCK D'EAU

Cette partie est consacrée à la présentation et à l'analyse des mesures de gravité absolue effectuées sur le système karstique du Durzon. Elle se présente sous forme d'un article publié dans *Journal of Hydrology*, qui reprend un an et demi de mesures mensuelles de g aux trois sites SALV, BLAQ et CANA sur le causse de l'Hospitalet. Les trois ans de mesure sont ensuite présentés et analysés.

1. Motivation et résultats principaux

Depuis la commercialisation du gravimètre absolu FG-5 de Microg-Lacoste (Niebauer *et al.*, 1995) au milieu des années 1990, une quarantaine de ces instruments existe dans le monde dans des laboratoires de recherche ou des institutions. De par leur précision et leur stabilité, ces instruments permettent un accès aux variations séculaires du champ de gravité. Les mouvements verticaux à la surface de la terre provoquent des variations de ~ -2 à $-3 \mu\text{Gal}/\text{cm}$ de soulèvement (Ekman et Mäkinen, 1996). Ainsi, les domaines suivants ont bénéficié des mesures de gravité absolue répétées dans le temps: l'étude du rebond post-glaciaire (Ekman et Mäkinen, 1996; Larson et Van Dam, 2000 ; Lambert *et al.*, 2001; Lambert *et al.*, 2006) (figure 5.1), l'étude des déformation géodynamique liées à la tectonique (Van Camp *et al.*, 2002; Francis, 2004) (Bayer & Hinderer en Iran, Masson à Taïwan, communication personnelle) et la quantification des variations du niveau des mers (Williams *et al.*, 2001; Mazzotti *et al.*, 2007).

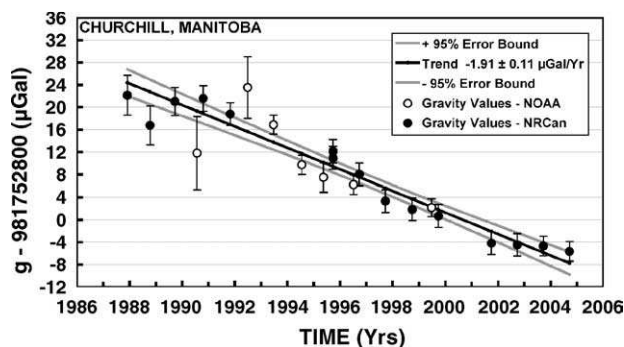


Figure 5.1 : Chronique de g à Churchill, Canada, montrant une décroissance marquée pluriannuelle, signature du rebond post-glaciaire, d'après (Lambert *et al.*, 2006).

L'hydrologie continentale influe sur la valeur de g sur une large bande de fréquences : de la précipitation (~ 1 h) aux variations de niveaux d'eau des nappes phréatiques (> 1 mois). Si une multitude d'études avec des gravimètres supraconducteurs font part de ces effets hydrologiques sur la gravité (Bower et Courtier, 1998; Kroner, 2001; Takemoto *et al.*, 2002; Abe *et al.*, 2006; Harnisch et Harnisch, 2006; Imanishi *et al.*, 2006; Van Camp *et al.*, 2006b), il existe peu d'études concluantes traitant d'hydrologie avec les instruments FG-5.

L'article dans la section suivante présente les mesures répétées avec un gravimètre absolu FG5 en trois sites sur le Causse de l'Hospitalet. Le but de cette étude est de mieux quantifier les variations de stock

d'eau dans ce système karstique par la gravimétrie. Le corollaire est de montrer que l'utilisation du FG5 est viable pour des études hydrologiques. Ainsi, dans cet article, nous présentons le site d'étude, l'instrument et les corrections à appliquer pour obtenir un signal en rapport avec l'hydrologie locale. Nous insistons sur l'effet de l'hydrologie à l'échelle continentale et présentons les modèles globaux GLDAS et ECMWF ainsi que leur utilisation pour calculer les effets non locaux de l'hydrologie. Les séries temporelles de g des trois sites du Larzac sont comparées à celle mesurée à la station de Montpellier : la réponse spécifique liée à l'hydrologie karstique est ainsi mise en évidence. Les trois sites de la Salvetat (SALV), la Blaquérerie (BLAQ) et des Canalettes (CANA) présentent des réponses différentes avec des caractères communs : une augmentation de g après les fortes pluies et une diminution de g en période sèche. Alors que les sites de BLAQ et CANA présentent des variations annuelles oscillant autour d'une valeur moyenne, le site de SALV montre un effet de stockage de période supérieure à un an. Nous invoquons les connaissances géomorphologiques déduites de la présence de lacs temporaires ainsi que des travaux de L. Bruxelles (2001) pour donner une ébauche d'explication quant à la variation de g à SALV. Nous invoquons et argumentons le fait que les variations de stock d'eau responsables des variations de g seraient dans la zone non saturée, et possiblement dans l'épikarst. Les seules mesures de g en surface ne nous permettent pas d'être plus discriminant. Un bilan de masse à l'échelle du système karstique du Durzon est ensuite effectué pour obtenir les variations globales de stock d'eau. Les termes de ce bilan sont : en entrée, la pluie, et en sortie, l'évapotranspiration et le débit du Durzon. Nous présentons une méthode pour obtenir l'évapotranspiration réelle pour des pas de temps journaliers à partir de l'évapotranspiration potentielle. Le stock d'eau ainsi obtenu est converti en variation de pesanteur par la formule de Bouguer, c'est le 'Gravimetric Water Stock' (GWS). On observe une assez bonne correspondance entre le GWS et les variations mesurées de g pour BLAQ et CANA. Pour SALV, en enlevant le terme de débit du GWS, l'accord est meilleur au moins au début de la chronique.

2. Article: Absolute Gravity monitoring of water storage variation in a karst aquifer on the Larzac plateau (Southern France)

Absolute Gravity monitoring of water storage variation in a karst aquifer on the Larzac plateau (Southern France)

Thomas Jacob¹, Roger Bayer¹, Jean Chery¹, Hervé Jourde², Nicolas Le Moigne¹, Jean-Paul Boy³, Jacques Hinderer³, Bernard Luck³, Pascal Brunet²

¹ **Géosciences Montpellier**, UMR CNRS/UM2 5243, Université Montpellier II, Montpellier, France

² **Hydrosciences Montpellier** UMR CNRS/IRD/UM2 5569, Université Montpellier II, Montpellier, France

³ **Institut de Physique du Globe de Strasbourg**, UMR CNRS/ULP 7516, Université L. Pasteur, Strasbourg, France.

Received 26 November 2007; received in revised form 19 June 2008; accepted 19 June 2008

Journal of Hydrology, vol. 359, issue 1-2, pp. 105-117

This article is available at www.sciencedirect.com

Abridged title: Gravity effects of water storage variation in karst aquifers

Abstract

In this study we attempt to understand the water storage variations in a karst aquifer on the Larzac Plateau (South of France) using absolute gravimetry. On this karst system, water input is exclusively rainfall and draining occurs at the Durzon perennial spring in a karstic valley. Our basis assumption is that water storage in the vadose zone (epikarst and infiltration zone) has a significant effect on surface gravity through Newtonian attraction. The karst aquifer is hence being monitored since January 2006 with monthly absolute gravity measurements at three sites. The gravity measurements are corrected for regional scale gravity using water storage models in order to obtain gravity variations related exclusively to the local water storage variations. The gravity variations exhibit an important seasonal component (10-15 μgal corresponding to a variation of equivalent water slab thickness of $\sim 24\text{-}36$ cm). Water storage variation seen by gravimetry is not spatially uniform on the studied karst system, corroborating current geomorphologic observations and interpretations. Finally, we use a global mass balance consideration linking rainfall, evapotranspiration and spring discharge to provide a conceptual framework for the understanding of observed gravity variations.

Keywords: karst aquifers, geodesy, absolute gravity, water storage variation

To cite this article:

Jacob, T., Bayer, R., Chery, J., Jourde, H., Le Moigne, N., Boy, J.P., Hinderer, J., Luck, B. and Brunet, P., 2008. Absolute gravity monitoring of water storage variation in a karst aquifer on the Larzac plateau (Southern France). *Journal of Hydrology*, 359(1-2): 105-117, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.06.020.

Introduction

Water storage in karst aquifers is classically estimated by the analysis of the spring hydrograph (Mangin, 1975) and by lumped models which simulate the spring discharge (Pinault *et al.*, 2001; Fleury *et al.*, 2007a). The spring discharge analysis plays a dominant role in the understanding of the hydrological system as a whole, yet it only yields little spatial information on the storage and flow conditions on the karst system's recharge area. However, other methods to investigate the water storage on the recharge area are available. One way is to interpret the water level in natural caves or artificial holes. However, the large heterogeneity of karst systems often obscures the interpretation of these measurements. Another method corresponds to geophysical prospecting at the karst surface by estimating the electrical resistivity (electrical soundings) or water content (Magnetic Resonance Soundings (Legchenko *et al.*, 2002)). In many cases, surface geophysical measurements have a limited resolution and depth of investigation. This often precludes an accurate determination of underground water content. Hydrological effects in geodesy have been detected for some 40 years but only recently has geodesy been used as a tool for the specific study of hydrology. Indeed, water stored in aquifers modifies both the Earth's shape and its gravity field in three ways 1) water infill of a porous (in its general meaning) material may alter its specific volume. For example, artificial and natural variations of water storage in the shallow crust can induce several centimetres of displacement that are now easily detected using spaceborne interferometry (Amelung *et al.*, 1999) or precise levelling; 2) water acts as a load that modifies the earth's shape because of its elastic behaviour. In this case, GPS measurements and high resolution tiltmeters can be used to detect respectively vertical motions and surface tilts (King *et al.*, 2007); 3) finally, water mass variation also has a gravimetric effect thanks to the earth's deformability (previous effect) and also due to its direct impact (Newtonian attraction) on the gravity field.

In this paper, ground-based absolute gravimetry measurements are used to monitor spatial and temporal water storage variations in a karst system. Because we want to interpret only the gravity variation due to the local gravity effect of water, one needs first to identify all the other effects that may cause gravity variations. It is convenient to separate gravity variation due to water in two parts: (1) the Newtonian effect or direct attraction of the water masses, (2) the elastic loading of water on the crust that causes both vertical displacement and mass redistribution. Whereas the first effect is mainly local (Llubes *et al.*, 2004), the second one is driven by long-wavelength regional loads (>100 km). These effects can be observed at different observation scales. Indeed, the Gravity Recovery And Climate Experiment (GRACE) satellites are able to detect gravity variations with an accuracy of 0.4 μgal (10^{-8} m.s^{-2}) corresponding to 1 cm water-thickness on spatial scales of 1300 km and longer (Wahr *et al.*, 2004; Andersen et Hinderer, 2005). Monitoring of large-scale river basins is thus possible (Seo *et al.*, 2006). However, smaller scale basins and aquifers can not be investigated by GRACE. Superconducting gravimeters (SG) offer ground-based continuous gravity monitoring (Goodkind, 1999). The influences of local precipitation, soil moisture and water level have been examined in their

vicinity (Bower et Courtier, 1998; Kroner, 2001; Takemoto *et al.*, 2002; Abe *et al.*, 2006; Harnisch et Harnisch, 2006; Imanishi *et al.*, 2006; Van Camp *et al.*, 2006b). However, SG's have not specifically been set up for hydrological studies but rather for the geodynamic understanding related to the Earth's structure (Hinderer et Crossley, 2000). Therefore, they are generally not conveniently located for local hydrological studies as of now.

The FG5 absolute gravity (AG) meter provides a 1-2 μgal (10^{-8} m.s^{-2}) accuracy (Niebauer *et al.*, 1995) and can detect an equivalent of 4 cm water table variation. A gravity observation is representative of both the direct underlying masses and the surrounding masses. The investigated volume is therefore large and is often interpreted as an equivalent density structure. This is particularly interesting for hydrological studies as AG variations can be transformed into integrated water height equivalents representative of a large area around and beneath the measurement site. Van Camp *et al.* (2006) have examined AG variations on a karst system during specific flood events, our approach is different as we monitor the long term spatial and temporal gravity signal related to the karst hydrological behaviour.

We report on the analysis of one and a half year of monthly AG data collected over three sites on the Durzon karst system. By calculating and removing the long wavelength regional contribution of hydrology to gravity, we estimate the gravity residuals associated to the water storage variation within the karst. Our cornerstone hypothesis is that water storage variations occurring in the vadose zone through time have a dominant effect on the time-varying gravity signal through Newtonian attraction. We argue that water storage variations in the phreatic zone are not detectable by ground-based gravimetry on the studied karst system. Within this scope, local gravity variations give information on the time-varying water storage of the epikarst and infiltration zone at the measurement sites on the karst system. The gravity variations are then interpreted with a simple mass balance model taking into account input (rainfall) - output (spring discharge and evapotranspiration) water signals.

The Durzon karst system

The Durzon karst system is located in the Grands Causses area, southern French Massif Central. This aquifer is embedded in a 400 m thick formation of middle to upper Jurassic limestones and dolomites, deposited on top of a 200 m thick upper-Liassic marl formation (Bruxelles, 2001a) (figure 5.2a). This latter formation acts as an impermeable barrier which defines the lower limit of the saturated zone of the karst system (figure 5.2b). The regional north-dipping homoclinal structure is cut by major E-W Pyrenean-aged thrust faults. Neogene and Plio-Quaternary uplift has provoked the incision of the plateau and the creation of canyons (Ambert et Ambert, 1995), hence facilitating karstification due to the large hydraulic gradient between the recharge area (plateau) and the discharge area (canyons).

On the Durzon karst aquifer, the main recharge comes from rainfall which infiltrates at the surface of the spring catchment (750 m elevation on average) and the discharge occurs at the Durzon Spring (533 m elevation). Thanks to its monitoring by the Parc National des Grands Causses, this perennial spring

is known to have a mean daily discharge of 1.4 m³/s (calculated over the 2002-2007 period) with maximum daily discharges reaching 18 m³/s during high-flow events. The large conduit of this vauclosian-type spring has been explored by divers to a depth of -118 m and a length of 1.5 km.

The Durzon recharge area has been determined by tracing experiments, mass balance and geomorphologic considerations and is estimated to cover 100 km² (Ricard et Bakalowicz, 1996). Its northern and southern limits are defined by the major thrust faults. The Middle Jurassic formations are predominant on the recharge area (see figure 5.2a), particularly a 200 m thick dolomite formation of Bathonian age which largely outcrops.

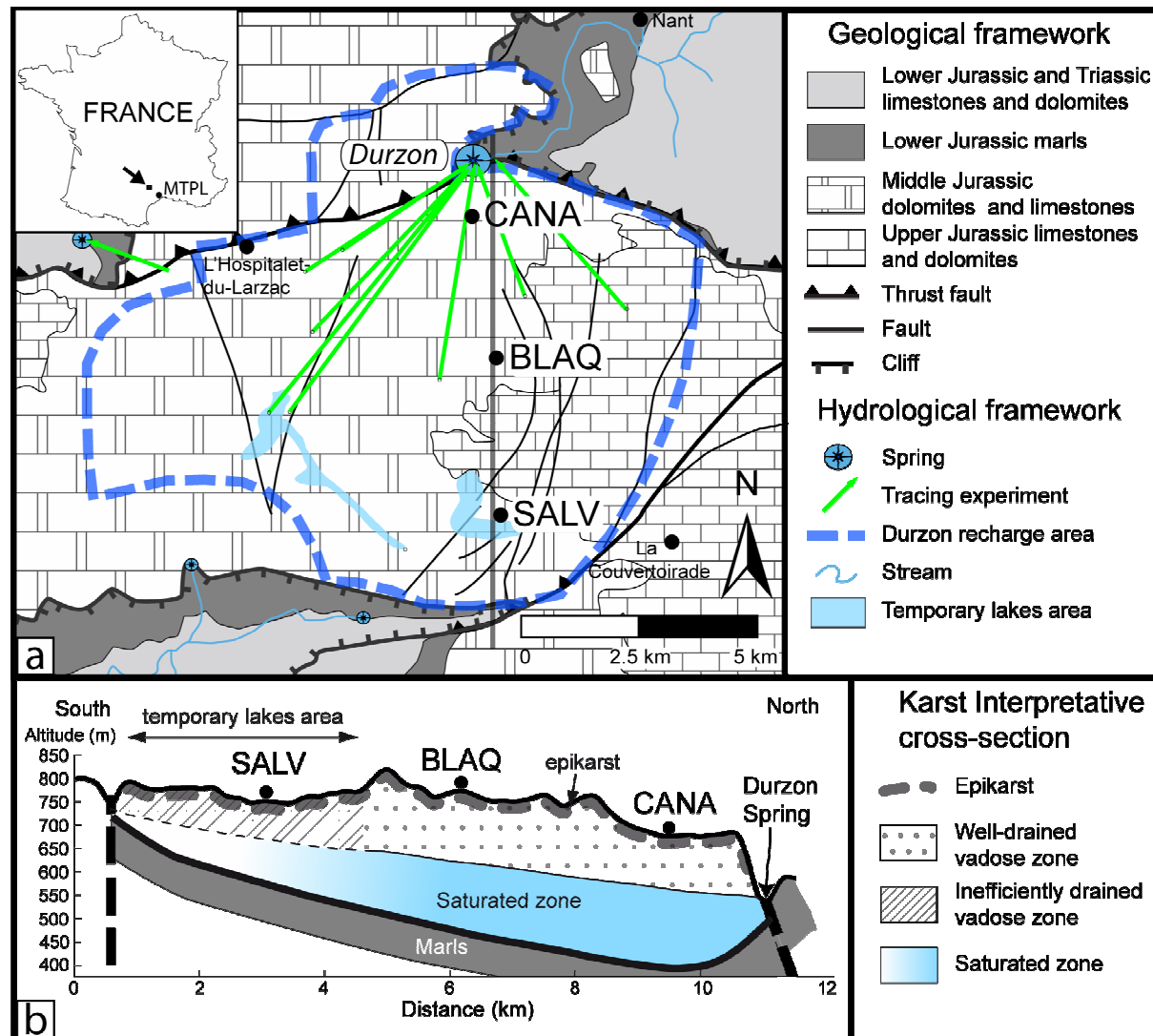


Figure 5.2 : a) Hydrogeological location map of the studied area, modified after (Ricard et Bakalowicz, 1996; Bruxelles, 2001a). Gravimetric sites CANA, BLAQ and SALV are indicated by black dots; b) Interpretative hydrogeological cross-section showing the inferred karst structure; note that the position of the limit between saturated and vadose zone is schematic (see text for explanations).

During exceptionally long rainfall periods, temporary lakes (shown in blue in figure 5.2a) appear at the south of the recharge area (Plagnes, 1997; Bruxelles, 2001a), their last appearance being in 1996. These lakes reflect the fact that the amount of precipitation exceeds the infiltration capacity of the epikarst and infiltration zone towards the saturated zone (Ricard et Bakalowicz, 1996; Plagnes, 1997; Bruxelles, 2001a). The vadose zone, including the epikarst and infiltration zone has therefore a different behaviour in the North and South of the recharge area. It is well-drained in the North, and inefficiently drained in the South (figure 5.2b) (Ricard et Bakalowicz, 1996; Bruxelles, 2001b). The different interpretations for this behaviour are discussed later. The limit between the unsaturated zone and the saturated zone is represented by a dashed line in the temporary lakes area, because there is no direct evidence of a well-developed saturated zone in this area.

Hydrological and hydrochemical monitoring (Plagnes, 1997) together with the inverse modelling of these data (Pinault *et al.*, 2001) both point to the existence of a well-developed epikarst storage zone in the Durzon karst system.

The temporal gravity changes

Absolute gravimeters offer the possibility to accurately measure seasonal and inter-annual gravity changes as the measurement is not influenced by any instrumental drift. Three sites are implemented along a N-S transect across the karst system from the southern temporary lakes zone (La Salvetat site, SALV) to the vicinity of the Durzon spring area (Les Canalettes site, CANA) and passing by the center of the plateau (La Blaquérierie site, BLAQ) (figure 5.2a).

Instrumental setup and data acquisition

Two FG5 absolute gravimeters (FG5-206 and FG5-228) produced by Micro-g Solutions Inc. were used for this work. The FG5 gravimeter measures the acceleration of a free-falling corner-cube in a vacuum (a “drop”) using an iodine-stabilised laser interferometer and a Rubidium atomic clock (Niebauer *et al.*, 1995) (figure 5.3). The AG measurements start in January 2006 and are repeated on three sites at a mean rate of 1 measurement per month. Absolute gravity is also measured monthly at the gravity observatory of Montpellier (MTPL) since January 2005.

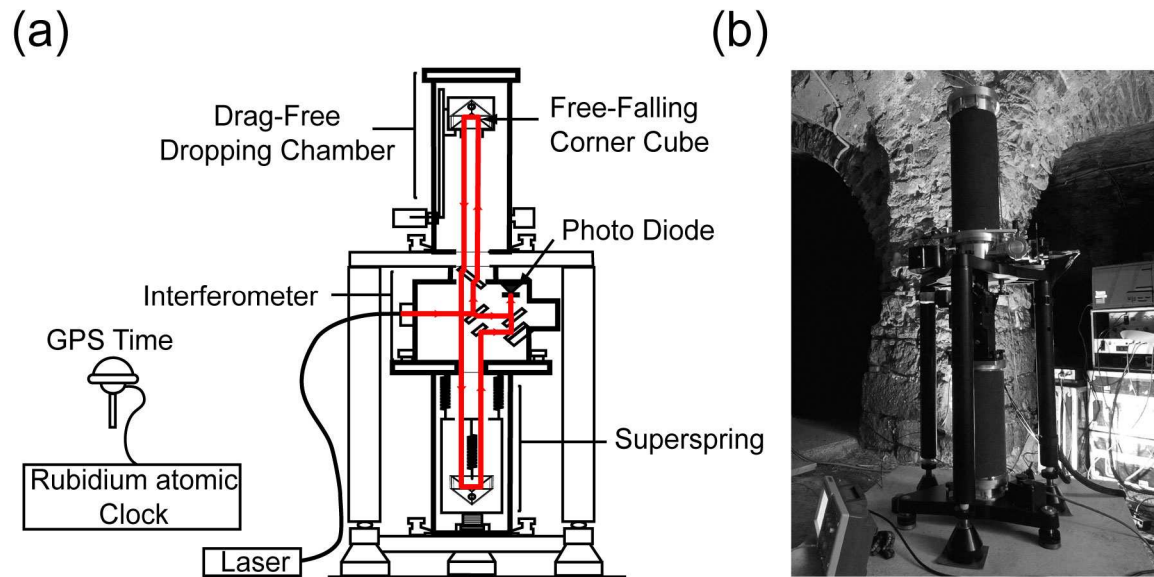


Figure 5.3 : (a) The FG5 absolute gravimeter, after (Niebauer *et al.*, 1995). The trajectory of a free falling corner cube is determined with respect to S.I. standards of length and time, given respectively by the He-Ne stabilized laser and the GPS-assisted Rubidium oscillator. A least-squares inversion yields the gravity value for each drop of the corner cube. (b) Photograph of the FG5 gravimeter at SALV measurement site.

The mean value of g is estimated from a series of 100 drops every hour referred to as a “set”. At the end of recording (i.e., 12 to 24 hours) the mean AG value is estimated by averaging several hourly sets (in general > 12). All the data sets are processed identically using the processing software *g* version 4.0 from Micro-g Solutions Inc (Microg, 2004). Various corrections must be applied in order to obtain gravity residuals having hydrological significance:

1. Gravity values are first corrected for solid earth tides using ETGTAB software (Wenzel, 1996) using the Tamura tidal potential development (Tamura, 1987) and tidal oceanic loading effects (Schwiderski, 1980). Typically, gravimetric earth tides may reach peak-to-peak amplitudes of 200 μgals , while ocean tide loading effects depend on the proximity to the ocean and may reach peak-to-peak amplitudes of tens of microgals. In south-east France, the ocean loading effect is weak ($< 3 \mu\text{gal}$) due to the large distance to the Atlantic Ocean and to the small amplitude of the Mediterranean oceanic loading. Therefore, Schwiderski’s model is sufficient to accurately estimate the effect of ocean loading over the studied area.
2. Atmospheric pressure loading (mass and deformation effects) are corrected using the classical empirical admittance value of $-0.3 \mu\text{Gal/hPa}$. Taking into account the global pressure field (Boy *et al.*, 1998) would yield a more accurate correction. However, the difference between global and local pressure corrections are mostly seasonal and produce a μgal order variation (Neumeyer *et al.*, 2004) which is negligible compared to the seasonal variations observed on the karst.

3. Polar motion effects due to changes in the centrifugal potential which are caused by changes in the Earth's rotation are also removed according to the International Earth Rotation Service (IERS - www.iers.org), using a 1.164 amplitude factor.

AG recordings are performed in low seismic noise conditions as it is attested by the drop to drop standard deviation ranging from 5 to 10 μgal per set for the three sites. The AG measurement precision is usually obtained by dividing the set scatter by the square root of the number of sets. After 12 hourly sets, the measurement precision is lower than 0.5 μgal . The error on the AG values is considered as the “sum” of the instrumental high frequency noise discussed above and a total systematic instrumental uncertainty of 1.9 μGal which includes the setup error (Niebauer *et al.*, 1995; Van Camp *et al.*, 2005). In this study, FG5 #228 is the main instrument used, and FG5 #206 measured the three sites once in late November 2006. Periodically intercomparing the FG5-206 and FG5-228 shows that the systematic instrumental error of the two FG5 gravimeters is similar and the AG value given by the two instruments differs by less than 1 μgal (Le Moigne and Luck, unpublished results).

A rain gauge is installed at every AG site, the first one installed being at BLAQ during the first AG measurement in January 2006. The gauges at SALV and CANA were installed one year later. Technical difficulties led to gaps in the rainfall data at BLAQ. This data set is completed using the Météo-France station at Le Caylar (CAYL), 7 km to the South-East of SALV. The data sets we compared over a 400 days period, which comprised several rainfall events larger than 50 mm per day. The correlation coefficient of the regression analysis between the two daily data sets is 0.95, indicating a strong homogeneity between the stations.

A similar homogeneity analysis reveals that rainfall at SALV and CANA is nearly identical to that of BLAQ station. The rainfall can therefore be considered homogeneous on the recharge area and well described by BLAQ station. This may be related by the relatively flat topography of the plateau. BLAQ station rainfall data will therefore be used in our forthcoming analysis.

Data analysis

The AG data time series from January 2006 to May 2007 are presented in figure 5.4a. The first measurement at each site arbitrarily sets the reference gravity value. MTPL AG measurements are shifted down 10 μgal for better legibility. The range of the temporal variation of g at MTPL is 7.3 μgal . This range is 19.6 μgal , 15.8 μgal and 10.8 μgal for respectively SALV, BLAQ and CANA sites. The sites on the Durzon karst system therefore have much larger gravity amplitudes than the site MTPL. Figure 5.4b represents the daily and cumulative rainfall data at BLAQ. For the year 2006, the total rainfall at BLAQ is 1080 mm, while it is 485 mm at MTPL. However, important rainfall events are synchronous at MTPL and on the karst system; therefore the observed differences in gravity variations between the karst sites and MTPL may not solely be attributed to differences in precipitation, but also to differences in water storage variation between MTPL and the Durzon sites. Indeed, there are no gravity rises after important rainfall events at MTPL, while gravity does rise on

the Durzon karst system after heavy precipitation periods, such as those of late January 2006 and September to November 2008. MTPL station being itself on a karst, we assume that the vadose zone at MTPL does not store much water during rain events, or at least that this water is rapidly drained. Although the behaviour of the karst system around the MTPL station is not part of our study, we conjecture that the low gravimetric signal may be related to a thin transfer zone (a few tens of meters) that does not allow a significant variation in water storage. Another hypothesis is that MTPL station being in an urban area, runoff is highly efficient and hence infiltration is weak.

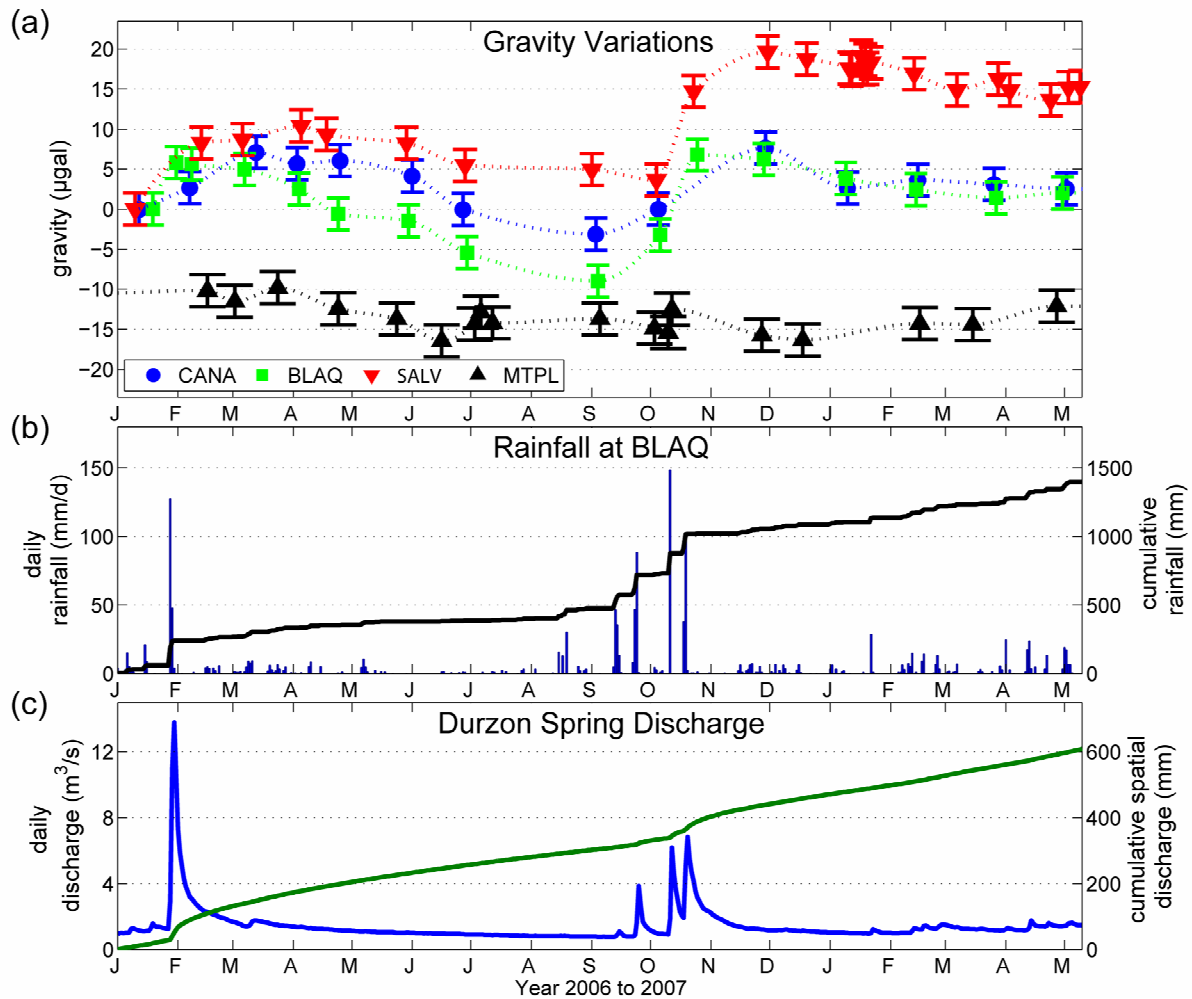


Figure 5.4 : a) Absolute gravity measurements (solid symbols) at the three karst sites and at MTPL. MTPL AG measurements have been shifted down for better legibility; b) Daily and cumulative rainfall data measured at BLAQ station (mm); c) Mean daily discharge at the Durzon spring (blue line, in m^3/s) and cumulative spatial discharge: the cumulative discharge divided by the surface area of the karst system (green line, in mm).

A common trend in gravity variations is apparent on the karst system. It appears that gravity rises after important rainfall events – such as those of late January 2006 (180 mm) and those of September and October 2006 (four events of 150 mm), as is shown on figure 5.4a and figure 5.4b. Indeed, these

events recharge the karst system, leading to a higher groundwater content which in turn generates a higher gravity. During the dry season, gravity declines at every site (see April to September 2006 on figure 5.4a). Water exits the karst system through evapotranspiration and spring discharge (figure 5.4c). The Durzon spring hydrograph shows a typical karst response where flood events occurring after important rainfall periods materialize fast infiltration and recession flow during dry periods are attributed to slow infiltration and discharge of the phreatic zone. The specific behaviour of the karst system is also visible in the hydrograph: a given amount of precipitation does not produce the same spring discharge response depending on when it occurs in the hydrological cycle. The first large rainfall event in mid-September 2006 has little influence on spring discharge, whereas the event of late September 2006 of comparable amplitude provokes an increase in discharge (figure 5.4b). figure 5.4c represents the daily discharge and its cumulative value divided by the surface area (100 km²), which we name the cumulative spatial discharge. For the considered period (Jan. 2006 - May 2007), effective cumulative spatial discharge and cumulative rainfall correspond respectively to 600 mm and 1300 mm. Slightly less than half of the total rain water therefore exits the system through spring discharge during the studied period, the other half is either stored or evapotranspired. This will be further discussed in 'Assumptions linking AG variations to vadose zone water storage variation'

Although the gravity variations at the three sites depict a general common trend, there are discrepancies between the evolutions of g that reflect the difference in water storage variation at a given site over time. Each station has a different gravity response in the month following intense precipitation and during dry periods. Gravity at SALV station shows a higher increase after late January's heavy rainfall events (figure 5.4a), and its decline is slower than that of the other stations from February to September 2006. Gravity is therefore higher at SALV by 15 μ gals than at the two other sites as of May 2007. The time constant of the SALV gravity evolution is therefore longer than a year. CANA and BLAQ gravity evolutions do not show net accumulation after 17 months. Their responses are comparable but different in phase and in amplitude between the maximums, reached after large rainfall events (late January 2006 and September-October 2006), and the minimum, reached in September 2006.

Regional gravity determination

As discussed by Llubes et al. (2004), the gravity variations due to hydrology can be separated into two major scales: local and regional. The local scale is dominated by the Newtonian attraction of the underlying (or overlying depending on the location of the instrument) water masses. At the regional scale, surface and shallow water induces a global elastic deformation of the Earth which has an effect on the gravity field through both mass redistribution and vertical movement. Furthermore, due to the Earth's sphericity, the Newtonian attraction of water masses at the continental scale is also not negligible. The regional scale gravity attraction is the sum of the aforementioned effects and has to be eliminated to obtain a purely local signal.

Therefore, the gravity changes derived from two global water storage models have been computed using a convolution formalism (Farrell, 1972; Boy, 2006; Neumeyer *et al.*, 2006). This is done by convolving surface mass distribution associated to soil moisture with the Green's functions associated to Newtonian and deformation effects. The Green's functions were computed assuming a spherical non-rotating, elastic and isotropic (SNREI) Earth model, and using PREM (Preliminary Reference Earth Model) (Dziewonski et Anderson, 1981) elastic parameters. The Global Land Data Assimilation System (GLDAS) (Rodell *et al.*, 2004) describes global soil moisture, snow and canopy water content variations and has a 0.25 degree grid and daily temporal sampling. The European Center for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF, www.ecmwf.int) (Viterbo et Beljaars, 1995) model quantifies global soil moisture and snow variations with a resolution of about 0.2 degree and 6 hours solutions. Aquifer storage variations are not included in both these models. These models are not expected to perfectly account for measured terrestrial gravity variations given their grid size, but they provide a useful tool for the estimation of regional gravity. This regional or non-local effect is obtained by considering the effects of loading and of Newtonian attraction at distances greater than 0.25 degrees for the convolution between the surface mass distribution and the Green's functions. Water within 0.25 degrees of the calculation point has a dominantly Newtonian effect, whereas water further away will mainly cause deformation-induced gravity effects, due to long-wavelength elastic loading. Changing the radius of calculation from 0.25 to 0.5 degrees does not significantly affect the results. Figure 5.5 shows the MTPL gravity measurements, the total and non-local simulated gravity variation from GLDAS and ECMWF soil moisture distribution. It is obvious that both models overestimate the observed gravity variations. However, the non-local gravity for both models fits the observed gravity at MTPL more satisfyingly, suggesting that local hydrological effects are rather small in MTPL as already pointed out on the basis of figure 5.4. The regional or non-local contribution of overall hydrology to gravity calculated using ECMWF and GLDAS models appears to be very similar. The modelled signals are in phase and their amplitudes differ by less than a 0.5 μgal . Corrected values using both models will differ by at most 1 μgal on a seasonal scale. We arbitrarily choose the ECMWF-derived non-local modelled gravity to correct our AG measurements on the three karst sites.

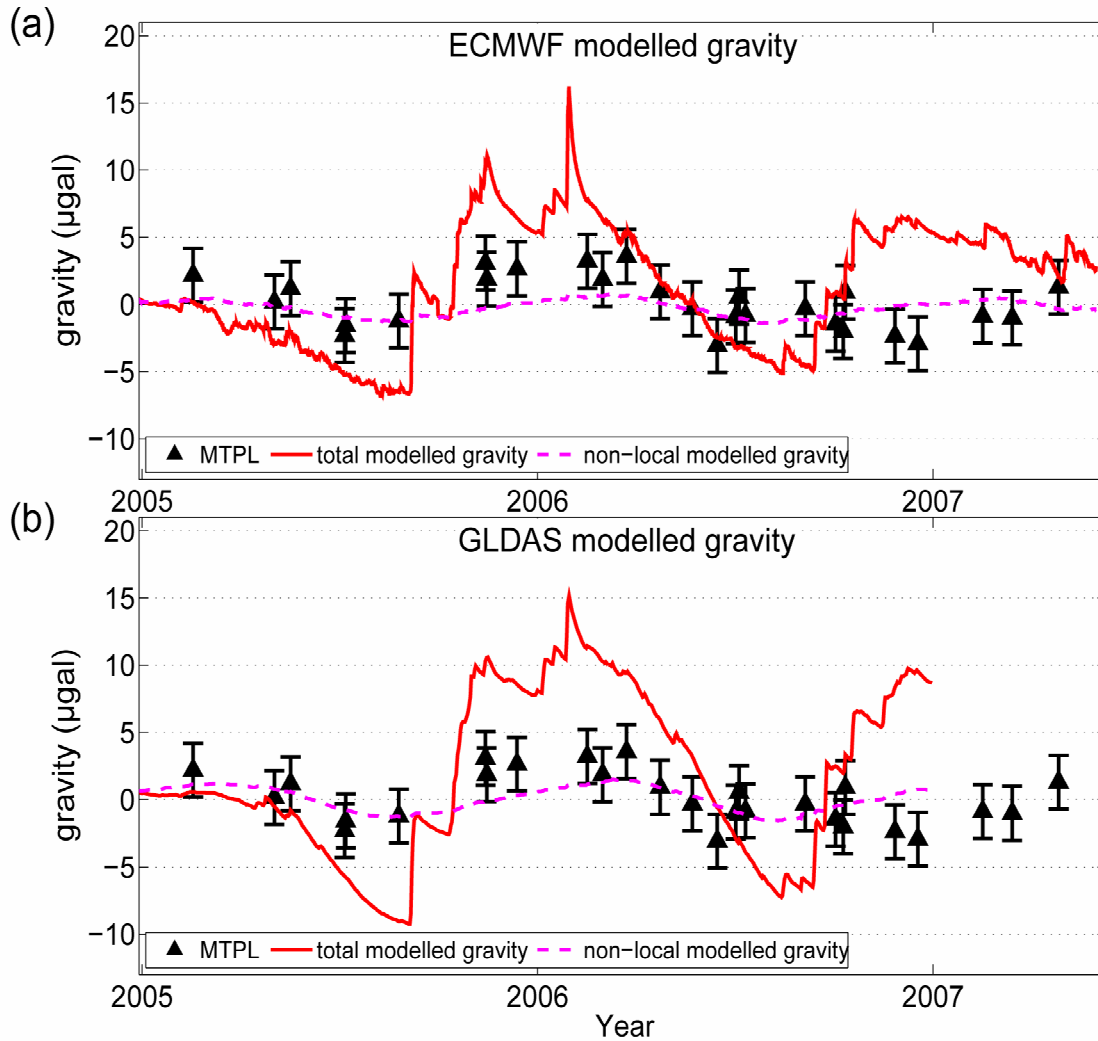


Figure 5.5 : Gravity induced effects (solid red line) modelled using (a) ECMWF and (b) GLDAS global hydrology models compared to MTPL absolute gravity variations (solid triangles). The non-local or continental contribution of the modelled gravity is represented (dashed magenta line, see text for details)

The Durzon AG measurements sites are close enough so that the non-local modelled gravity is the same at each site. Local gravity variations related exclusively to water storage variation on the karst system are thus obtained (figure 5.6). We use these corrected values for the forthcoming interpretation.

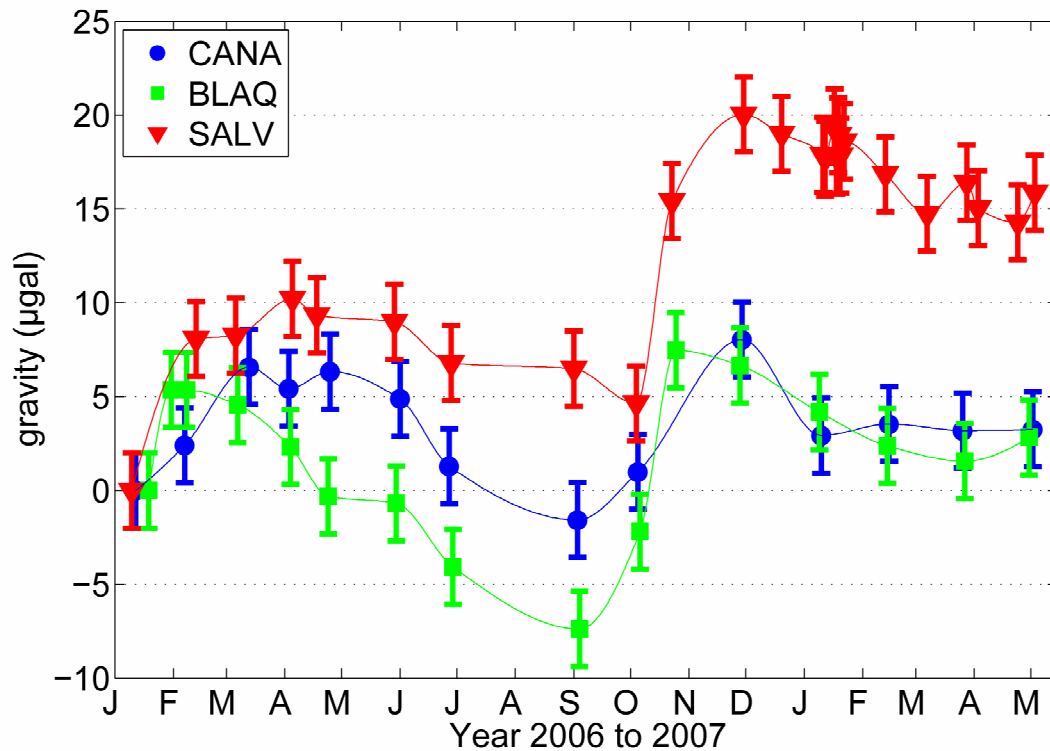


Figure 5.6 : Absolute Gravity variations of the three measurement sites of the Durzon karst system corrected for the regional contribution of hydrology calculated from ECMWF model (Fig. 4a).

Interpretation of absolute gravity variations

Hydrogeologic interpretation

La Salvetat area is known for its temporary lakes (figure 5.2). The occurrence of these lakes during high rainfall periods is currently explained by the overflow of the epikarst and infiltration zone (Ricard et Bakalowicz, 1996; Bruxelles, 2001b). It is clear that this overflow denotes the lack of fast infiltration and effective drainage of the concerned areas. Causes for this inefficient drainage are still a matter of debate. One hypothesis is that temporary lakes are a consequence of the state of karstification of the Durzon karst system (Bruxelles, 2001a). As can be seen in figure 5.7, there are many more caves in the north-eastern area close to the Durzon spring than in the south-western area. In fact, there are no known caves in the area around SALV station. Under the assumption that spatial cave density is an indicator of karstification, it is clear that the karst network is more developed in the North than in the South of the recharge area. The typical organisation of karst structures in time and space in this area is known to evolve from the vicinity of the spring and to progress away from it (Dubois, 1985), thus explaining the lower cave density in the South of the recharge area. Therefore, Bruxelles (2001) assumes that the south-western part of the recharge area is not well hydraulically connected to the Durzon Spring drainage network because of lack of karstification. As a result, water

tends to accumulate in this area during long and intense raining periods, explaining the occurrence of temporary lakes.

The analysis of surface deposits of eroded formations corroborates this interpretation. The 50 m thick Bajocian aged Middle Jurassic cherty limestone weathers into clays and cherts, and outcrops South and North of the recharge area at 800 m elevation (figure 5.7). Whereas these eroded materials are common at the South of the recharge area, they are not present near the Durzon spring, even though the outcropping formations are near. Bruxelles (2001) interprets this as a marker of karstification: the surface deposits are literally sucked down in well-karstified areas, while they still remain at the surface in less karstified areas, where there is less connection with the karst drainage network.

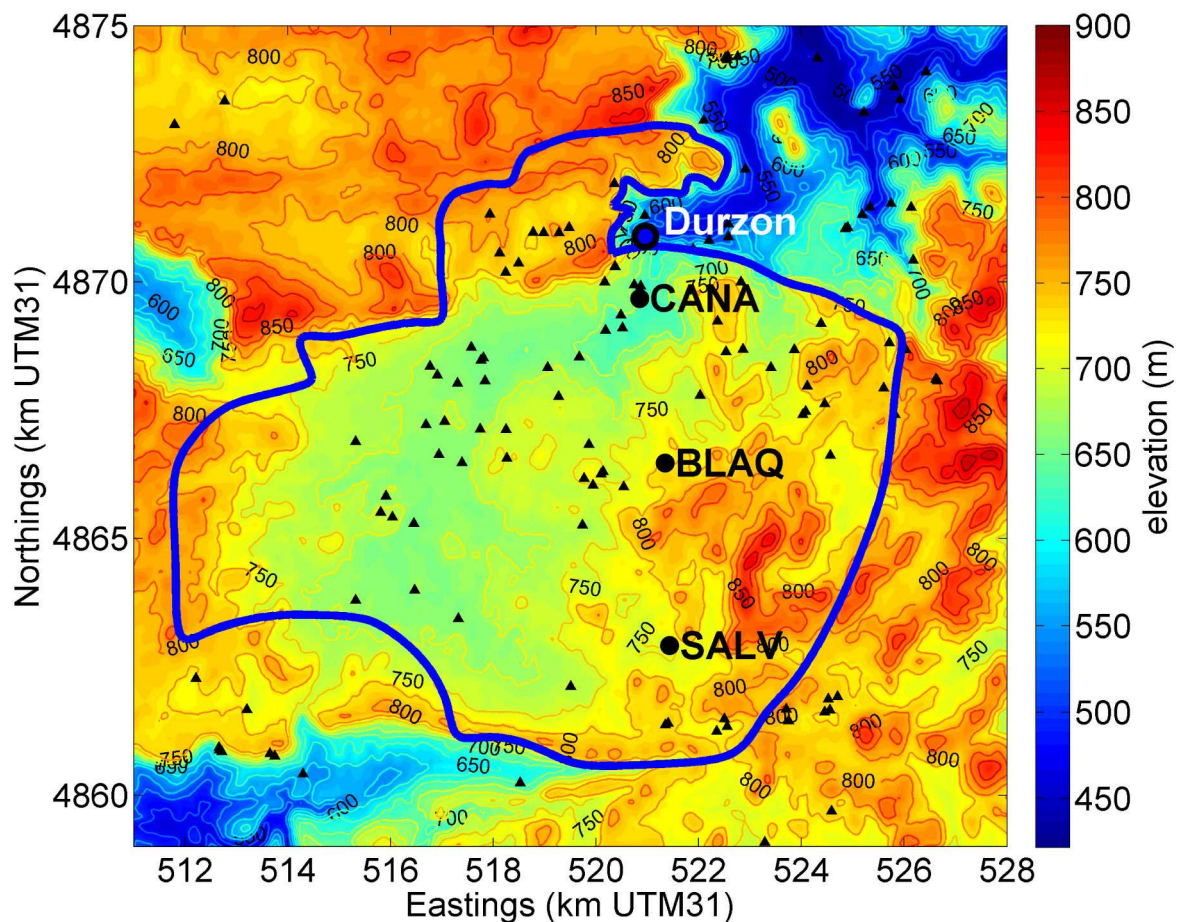


Figure 5.7 : Topography of the studied area and location of known caves (solid black triangles). Durzon spring is represented by a solid blue circle, and its recharge area by a solid blue line. Contour interval for altitude is 25 m.

In addition, Ricard and Bakalowicz (1996) argue that these superficial formations may play an active role in water retention by making depressions impermeable and also by clogging fractures and other pathways of fast infiltration, independently of the state of karstification. Also, some authors (Vergari

et Quinif, 1997) believe that in vertical fractures the walls are gradually replaced by clays and other materials coming from alteration under low hydraulic gradient conditions. When the hydraulic gradient becomes stronger, the fractures are emptied out and classic karstification processes occur. This can be applied to the Durzon karst system. Indeed, most caves in the vicinity of the Durzon spring are vertical fractures which seem to first have been emptied out, and later enlarged by classic karst processes. By contrast, vertical fractures in the South of the recharge area may yet be filled with their alteration material, undermining efficient drainage and thus explaining occurrence of temporary lakes.

To summarize, we claim that the gravity increase at SALV station with respect to the two other sites (figure 5.6) is directly linked to a water stock increase in this area, as a consequence of less efficient drainage.

Assumptions linking AG variations to vadose zone water storage variations

Because it is generally not possible to precisely assess the distribution of density source at depth on the sole basis of gravity surface measurements, we need additional assumptions to interpret our AG time series in terms of water content. It is important to note we are not characterising the water storage itself, but its evolution in time with respect to its state during the first measurement.

Two assumptions are made in order to have a simple link between the gravity signal variation and the water storage variation.

Firstly, we assume that most of the water storage changes detectable by ground gravimetry occur in the vadose zone (epikarst and infiltration zone). This hypothesis is based on two physical facts:

1. Gravity decreases with the inverse of the squared distance to the causative body, in our case, water. On the studied karst system, the saturated zone is more than 150 meters below the surface, as attested by the maximum depth reached by speleological exploration in several caves of this part of the plateau (Bruxelles, 2001). Therefore, mass variations in the first tens of meters below ground are more likely to influence surface gravity than deeper variations of the same amplitude.
2. Gravity is strongly influenced by the spatial extent of the causative bodies. Water in the saturated zone of a karst system has a less uniform spatial extent than water in the vadose zone, as it tends to be channelled. Rainfall being uniform on the recharge area, rainwater is evenly distributed at the surface of the karst. Water will mainly infiltrate from the surface using preferential pathways such as vertical fractures or shafts, which lead to the flooded conduits of the saturated zone. ‘Channelling’ or concentration of water therefore occurs as it infiltrates into the karstic mass, its ultimate expression being the presence of a single outlet in our system. According to Mangin (1975), the most likely structure that may store water in the vadose zone is the epikarst. It is a discontinuous shallow water-retention zone subject to extreme weathering (Mangin, 1975; Williams, 1983; Klimchouk, 2004). It can therefore store groundwater locally and seasonally and thus delay infiltration towards the infiltration zone and ultimately the phreatic zone. The importance of epikarst storage has been

demonstrated for the Durzon karst in previous hydrochemical studies (Plagnes, 1997; Pinault *et al.*, 2001). Gravity alone can not determine where the causative bodies are located, and we prefer to remain cautious by assuming that water storage variations seen by gravimetry are located in the vadose zone.

Secondly, we link gravity variations to water storage variations using an infinite slab hypothesis. The relation between absolute gravity variation δg during a given time interval and the corresponding water slab thickness variation δh is given by Bouguer's formula:

$$\delta g = 2\pi G \rho h \quad (5.1)$$

where ρ is the density and G the universal gravitational constant. Therefore, 100 mm of water slab thickness corresponds to 4.19 μgal . Although the epikarst is spatially heterogeneous, the vadose zone covers the whole of the recharge area. Furthermore, the relatively flat topography of the recharge area permits us to consider the vadose zone as an infinite slab for gravimetric considerations.

We hence consider that the observed gravity variations correspond to a transient storage in the vadose zone. In the next section, we use equation (5.1) to explain the relation between gravity rises and falls and hydrological processes such as rainfall on the plateau, evapotranspiration, underground water storage and observed spring discharge.

Mass balance modelling

The aim of this section is to calculate water storage variation as a function of time with simple mass balance considerations, and then estimate the gravity attraction of this water storage variation (equation (5.1)). Let us consider the Durzon karst system as a homogeneous entity where input is rainfall and output is evapotranspiration and spring discharge. Water storage variation as a function of time can therefore be calculated as follows:

$$\Delta W(t) = P_c(t) - AET_c(t) - Q_c(t) \quad (5.2)$$

with $P_c(t)$ the cumulative rainfall in mm at time step t , $AET_c(t)$ the cumulative actual evapotranspiration in mm at time step t , $Q_c(t)$ the cumulative discharge of the Durzon Spring divided by the recharge area at time step t , $\Delta W(t)$ the mean height of water stock in the system in mm at time step t . A daily time step is used for the calculation of $\Delta W(t)$. BLAQ rain gauge is used to determine $P_c(t)$, and $Q_c(t)$ is evaluated with Durzon spring discharge measurements. Given the topography and the outcropping of the hydrogeological catchment, runoff can be considered negligible as water infiltration is highly efficient.

The daily actual evapotranspiration is clearly the most difficult quantity to assess as no direct measurement is done on the studied site. To overcome this difficulty, we use the daily potential evapotranspiration and the yearly actual evapotranspiration to evaluate the daily actual evapotranspiration, according to the following steps:

1. Turc's formula gives the yearly total actual evapotranspiration (AET_y) (Turc, 1961; Réménieras, 1986) :

$$AET_y = P_y / \sqrt{0.9 + P_y^2 / L^2} \quad (5.3)$$

with $L=300+25*T_m+0.05*T_m^3$, P_y is the yearly rainfall in mm and T_m the yearly mean temperature in °C.

2. Daily potential evapotranspiration (PET_d) is calculated using Pennman-Monteith's formula (Penman, 1948) by Météo-France at CAYL station.
3. To obtain the daily actual evapotranspiration, we define a coefficient k that represents the ratio between the yearly actual evapotranspiration AET_y and the yearly total potential evapotranspiration PET :

$$k = AET_y / \sum_{i=1}^{365} PET_d(i) \quad (5.4)$$

This value acts as an annual scaling coefficient for the recharge area. The effect of both vegetation transpiration and soil evaporation on the whole recharge area are integrated into this coefficient. Based on the year 2006, its value is 0.55.

4. Finally, the cumulative actual evapotranspiration at time step t $AET_c(t)$ is obtained as follows:

$$AET_c(t) = k \sum_{i=1}^t PET_d(i) \quad (5.5)$$

Yearly actual evapotranspiration is calculated with equation (5.3), and it is redistributed for daily time steps using equation (5.4) and (5.5), based on the daily potential evapotranspiration values. This method has shortcomings: it does not take into account water stress as a function of time, nor does it differentiate vegetation type and growth stage, which have an impact on plant evapotranspiration.

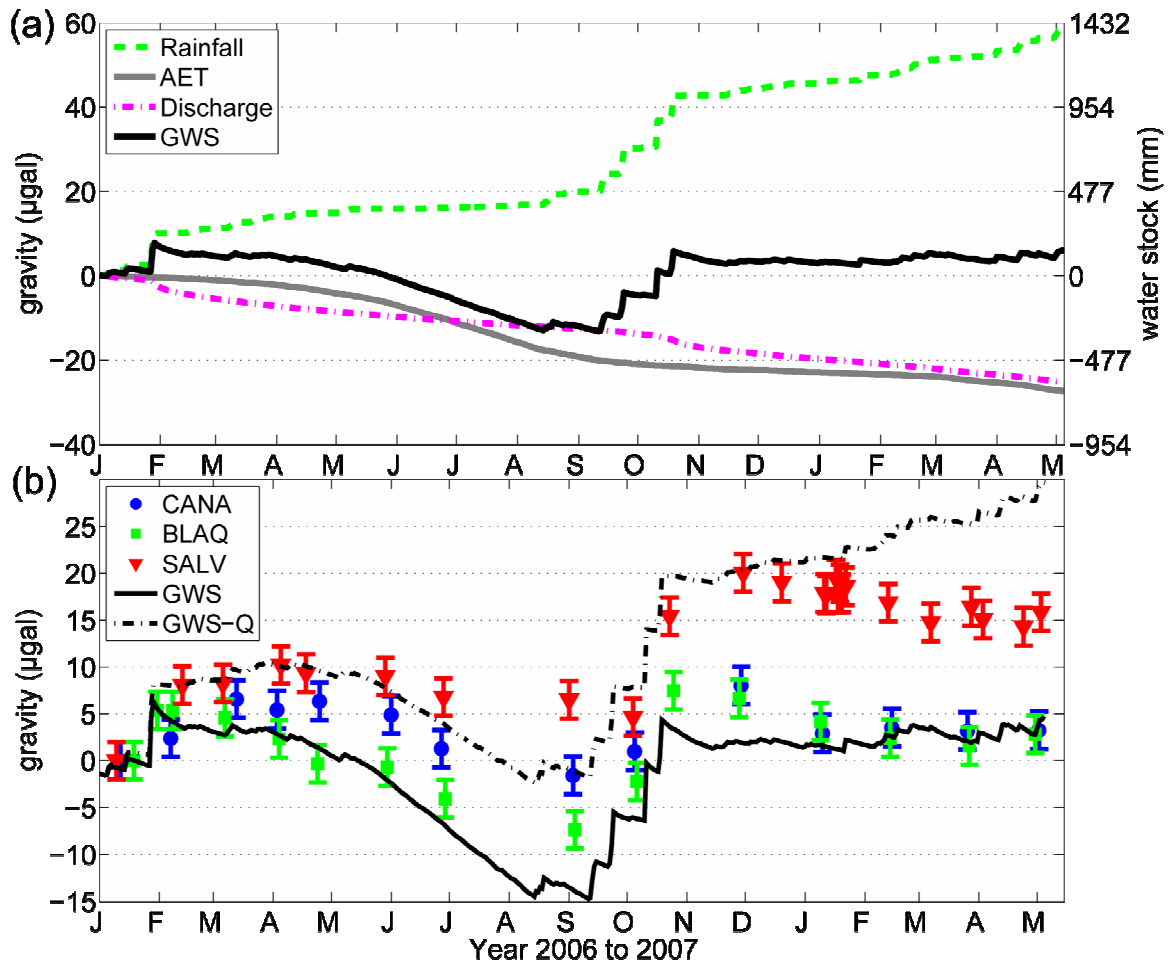


Figure 5.8 : (a) Gravimetric attraction and equivalent water depth of the cumulative values of rainfall, Durzon spring discharge and actual evapotranspiration since 2006. Input (rainfall) is positive and increasing, while output (AET, discharge) is negative and decreasing. The sum of the afore-mentioned contributions leads to the gravimetric water stock (GWS) for the recharge area. (b): AG residuals after removing the regional contribution of the modelled ECMCF gravity at the three sites, gravimetric water stock (solid black line) and gravimetric water stock without considering spring discharge (dashed black line).

The water stock variation is thus obtained converted into a gravimetric attraction using the infinite slab Bouguer formula (eq. (5.1)). This means that gravimetric attraction related to the water stock, referred to as the gravimetric water stock (GWS), can be compared to the corrected AG measurements. Note that the GWS is a mean value that considers a homogeneous water storage variation within the vadose zone of the karst system. The different terms of the GWS calculation are plotted on figure 5.8a. AET contribution is predominant in the warm months, whereas Durzon discharge is largely influenced by important precipitation events. Mass balance results are plotted on figure 5.8b with AG variations corrected for continental gravity with ECMWF model. The trend of the GWS curve is in general agreement with that of the local gravity at the three sites. The effects of heavy precipitation events on

the GWS and on AG measurements are comparable. This is particularly noticeable for the events of late January and September to October 2006. The decreasing observed gravity in the summer months of 2006 is mostly explained by evapotranspiration (figure 5.8b). The modelled GWS shows the best fit with BLAQ AG variations, followed by CANA. However, the GWS does not reasonably fit SALV gravity variations. In fact, taking the spring discharge term out of the mass balance equation yields a GWS that partially fits SALV AG variations except for the last three months of measurements (figure 5.8b). The GWS misfit at the end of the summer 2006 is certainly due to the fact that our daily actual evapotranspiration is proportional to the daily potential evapotranspiration. Indeed, potential evapotranspiration considers water readily available to plants. However, the plants were mostly dried up at the end of the summer 2006 and the surface ground water content was likely to be close to null. We therefore overestimate summer AET by not taking into account water stress conditions. This should be improved in a future work by taking into account total and readily available water for evapotranspiration calculations.

Discussion

A good fit between the GWS excluding the spring discharge term and SALV AG variations is consistent with geomorphologic and karstologic interpretation discussed in ‘Hydrogeologic interpretation’. Indeed, SALV water storage is unaffected by spring discharge until February 2007, suggesting inefficient drainage from that area to the saturated zone during that period. The divergence starting February 2007 between GWS without the discharge term and SALV AG variations can be inferred to an increase in hydraulic conductivity of the vadose zone. This may be explained by the threshold functioning of karst aquifers, as discussed by (Pinault *et al.*, 2001). Indeed, the autumn 2006 to spring 2007 period being very rainy (figure 5.4), water accumulation may enhance drainage when a threshold is reached. The good agreement between the GWS and the BLAQ gravity measurements suggests that water storage variations at this site is representative of the mean water storage variation within the vadose zone of the recharge area of the Durzon spring. Under the assumption that evapotranspiration is equivalent at each site, spring discharge drives the water storage variations at BLAQ in agreement with the global mass balance model, hence demonstrating effective infiltration towards the saturated zone and the spring. CANA site shows a different gravity evolution: its immediate lower-amplitude response to late January 2006’s heavy rainfall event followed by a gravity increase in March to May 2006 can not be explained by the mean GWS. Taking into account CANA’s proximity to the spring and the strong development of karst features in its surroundings (Ambert *et al.*, 1995), one might invoke highly efficient water infiltration and connectivity to the saturated zone and the spring to explain the immediate smaller-amplitude response. However, the gravity rise following that event remains unclear within this scope. Another explanation has to do with the very local contribution of the surrounding water on the CANA measurement site. This site is located in a cellar with the ground surface to the North above the measurement point. Immediately after rainfall

events, part of the surrounding water is above the gravimeter. This therefore contributes to lowering the gravity value (the mass is above the gravimeter). As this water infiltrates, its gravity effect will become less and less negative, to eventually become positive as it infiltrates deeper than the gravimeter elevation. The gravimeter is 1.5m below the ground surface. Simple calculations of the effect of a 15x15x0.2m water slab infiltrating shows that it induces a 1.5 μgal negative anomaly 1.5 m above the gravimeter, and a 1.5 μgal positive anomaly 1.5 m below the gravimeter. 0.2 m thickness corresponds to late January's rainfall event, and 15 m corresponds to the length of the elevated ground surface. The lag in gravity maximum can therefore be explained in this manner: the February 2006 low at CANA equates the theoretical attraction plus a negative anomaly due to local topography, and the March 2006 maximum equates the theoretical attraction plus a positive anomaly due to infiltration of late January's precipitation.

We propose that the gravity variations at the three sites are driven by water storage variations within the vadose zone: the epikarst and the infiltration zone. Although the epikarst is spatially heterogeneous, the vadose zone covers the whole of the recharge area, and can be reduced to an infinite slab for gravimetric considerations (eq. (5.1)). The saturated zone consists of drains and underground rivers converging towards a final drain to the spring; groundwater is therefore mostly channelled and is not distributed over a large area. Accordingly, we assume that its gravimetric effect is negligible, even more so considering the fact that these drains are more than 150 m below the surface (see 'Assumptions linking AG variations to vadose zone water storage variations'). Furthermore, the important role of evapotranspiration in the successful modelling of gravity variations indicates that a significant amount of water is stored in the first tens of meters below the surface, most probably in the epikarst. This result is in agreement with previous studies showing the importance of epikarst water storage on the Durzon karst system (Plagnes, 1997; Pinault *et al.*, 2001) and on other karst systems (Aquilina *et al.*, 2006). It is also in agreement with Mangin's model (1975), where the epikarst has an important storage function. We do not however have any arguments which allow us to exclude the infiltration zone from the storage entity seen by AG, and therefore prefer to include the vadose zone as a whole in this entity.

Surface AG measurements are sensitive to vadose zone water storage changes in time, but under no circumstances can the storage itself be quantified by this technique alone.

Some authors believe that an important part of the storage variations occur in annex-to-drain systems (Mangin, 1975; Bakalowicz, 2005), high head-loss conduit-connected voids in the saturated zone. Such structures are not easily detectable with the methods used in this paper. Furthermore, the dual porosity conceptual model for the karst (Drogue, 1974) in which the storage function is related to the fractures and micro fractures while the transmissive function corresponds to the drains is not in contradiction with our findings.

Conclusions and perspectives

We demonstrate that repeated AG measurements are a viable method to monitor water storage variations over small scale hydrological units. Whereas 2-3 AG observations per year prove difficult to constrain hydrological seasonal variations (Nicolas *et al.*, 2006), this paper demonstrates that monthly AG measurements are better adapted. However, AG low frequency data are not suitable for the monitoring of water infiltration in the soil immediately after rainfall events, as is the case of continuous observations from superconducting gravimeters. Also, gravity measurements need to be corrected for the regional contribution of hydrology in order to obtain the local contribution of water-induced gravity. Our basis hypothesis is that gravity variations depict the water storage variations in the vadose zone: the epikarst and infiltration zone. This hypothesis is corroborated by the fact that evapotranspiration plays a major role in water storage detected by gravimetry, hence suggesting a relatively shallow depth for water storage variations. The gravity observations corroborate geomorphologic studies that consider preferential water storage in the south of the hydrological catchment area, as shown at SALV station. Clearly, water in the vadose zone in the vicinity of SALV is not drained to the saturated zone as fast as the water in the northern part of the system. This can be explained by differences in the degree of karstification or the clogging of fractures and conduits with detritic material.

As a result, water storage variation is higher in the South than in the North, as shown by gravity. Simple mass balance modelling accounts reasonably well for the observed AG variations on the karst system. Excluding the discharge term from the mass balance model accounts well for SALV AG variations, clearly demonstrating preferential water storage for this zone over the studied period.

Further refinements in the modelling for the interpretation of AG time series need to be addressed: actual evapotranspiration needs to be better evaluated, and lumped modelling may be used to account for non-linear water storage behaviour, as observed at SALV station.

With three measurement sites, the spatial coverage of the storage properties on the recharge area is limited. However, taking into account the observed amplitude of gravity at the three sites, precise relative gravimetry (Scintrex CG5 gravimeter) combined with absolute gravimetry could provide an efficient way to map the time variations of gravity over the whole recharge area. The implementation of surveys during wet and dry periods and the comparison of the gravity fields on the recharge area between the two periods should definitely yield more spatial information relative to water storage variation.

In order to discriminate where the water storage variations which induce AG variations occur within the karst, an experiment consisting of differential gravity measurements between the surface and 60 m depth is being repeated every three months. Comparing the gravity variations within the first 60 m to the AG variations will surely yield significant results as to where the hydrology-induced AG variations originate from.

Acknowledgements

This project is part of the program 'Ecosphère Continentale' (ECCO) funded by the 'Agence Nationale à la Recherche' (ANR). Durzon spring discharge is monitored by the Parc Naturel Régional des Grands Causses and some rainfall data was provided by Météo France.

3. Variation du stock d'eau à l'échelle du système karstique et variation de g

Dans l'article précédent, un simple bilan de masse a été effectué. Il existe toutefois d'autres méthodes pour accéder aux variations de stock à l'échelle du système karstique. Ces méthodes sont présentées dans cette section. Nous utilisons enfin les variations de g pour caler des modèles à réservoirs.

3.1. Chronique complètes des mesures absolues (2006-2009)

Les mesures absolues de g ont débuté en janvier 2006 et se sont terminées en septembre 2008 pour les sites CANA et BLAQ et sont actuellement toujours effectuées au site SALV. La chronique complète, non corrigée des effets globaux, est montrée à la figure suivante

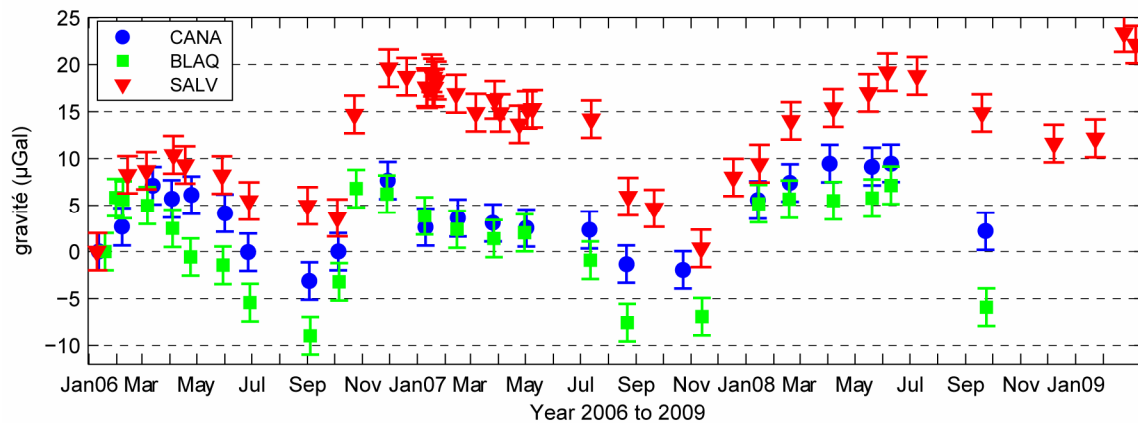


Figure 5.9 : chroniques complètes des mesures absolues aux trois sites SALV, BLAQ et CANA.

Les variations de g pour CANA et BLAQ semblent s'opérer autour d'une valeur moyenne : on observe un cycle saisonnier mais pas de tendance long terme. Pour SALV, le cycle saisonnier est aussi présent mais une variation séculaire semble être présente: on peut faire passer une droite de pente de ~ 2.5 $\mu\text{Gal}/\text{an}$ dans la série. L'interprétation géomorphologique faite dans l'article précédent tient : le signal observé à SALV serait à mettre sur le compte du contexte géomorphologique particulier de la partie sud du causse en rapport avec la formation de lacs temporaires. Sur les trois ans de mesure, on observe un stockage préférentiel de l'eau à SALV avec une composante pluriannuelle de celui-ci.

Nous allons maintenant examiner différentes approches possibles pour interpréter les variations observées, en raisonnant à l'échelle du karst.

3.2. Modèles hydrologiques globaux et variation de g

Dans l'article précédent, nous avons comparé les variations de g à la station de Montpellier avec celles calculées à partir des sorties des modèles globaux GLDAS et ECMWF. Nous avons utilisé ces modèles pour obtenir les variations de g non locales utilisées pour corriger les chroniques absolues sur

le système karstique du Durzon, afin d'obtenir un signal exclusivement lié à l'hydrologie karstique. Boy & Hinderer (2006) ont converti les sorties des modèles globaux LAD (Milly et Shmakin, 2002) et GLDAS en effets gravifiques et les ont comparés aux variations de g mesurés par plusieurs gravimètres supraconducteurs. Ils observent une bonne corrélation entre gravité mesurée et gravité issue des modèles globaux pour la moitié des sites étudiés.

Nous allons maintenant examiner en quelle mesure l'utilisation des modèles GLDAS et ECMWF peut rendre compte des variations de g mesurés sur le Larzac. La figure 5.10 illustre les contributions totales et globales en gravité calculées avec les champs d'humidités des modèles ECMWF et GLDAS pour la zone d'étude.

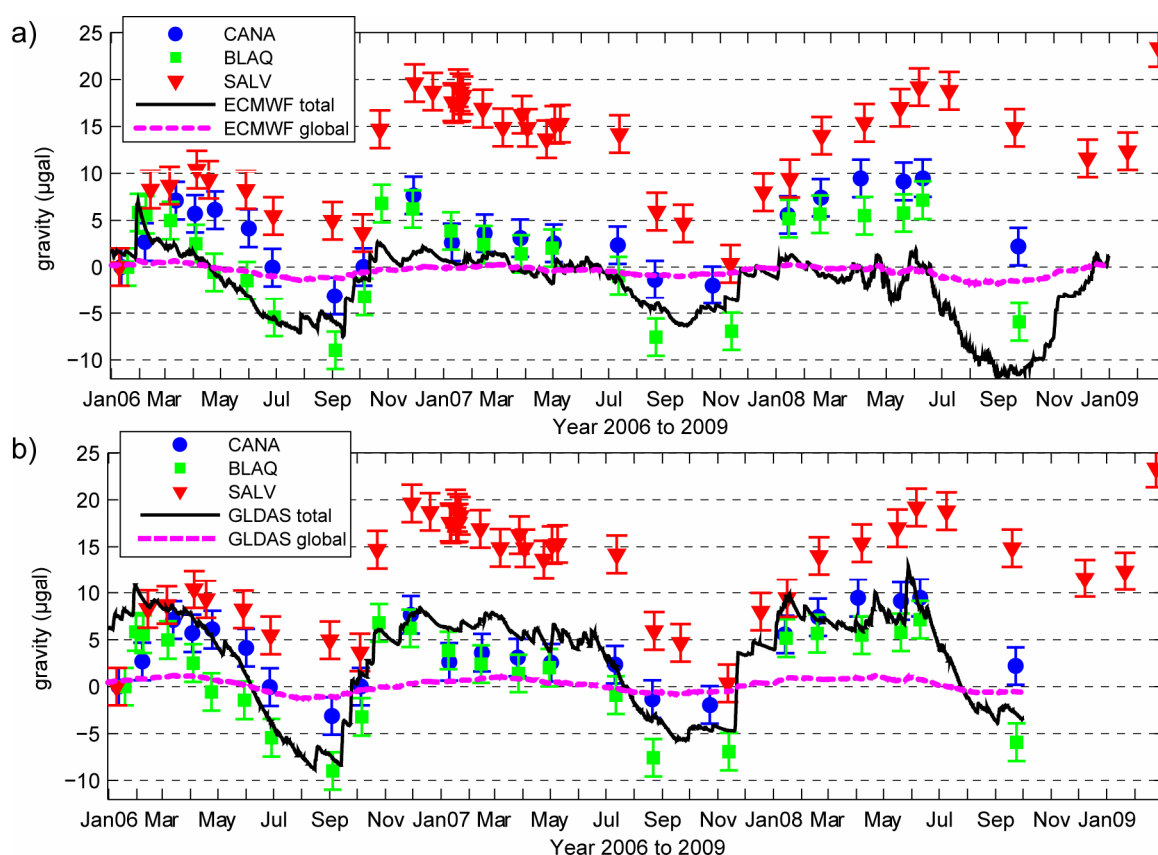


Figure 5.10: Variations de g aux trois sites d'études, et variations de g issues des modèles ECMWF en a) et GLDAS en b). L'effet total et global issus des champs d'humidité de ces deux modèles est montré.

La table 5.1 montre les erreurs quadratiques entre les variations prédites par les modèles globaux et les variations mesurées. Ainsi, les variations de g calculées à partir de GLDAS rendent mieux compte de variations mesurées que celles calculées avec ECMWF. Ceci est nettement visible sur la figure 5.10.

sites	RMS (μGal)	
	GLDAS	ECMWF
CANA	3.2	3.6
BLAQ	1.9	3.3
SALV	4.8	5.5

Table 5.1 : Erreurs quadratiques (RMS) entre la gravité calculée à partir des modèles globaux et la gravité mesurée aux trois sites

De plus, les modèles rendent le mieux compte des variations de g à BLAQ, puis à CANA et enfin à SALV. Ceci rejoint ce qui a été observé dans l'article précédent avec le GWS. Il semble donc que les variations de stock d'eau à BLAQ soient, de manière fortuite, représentatives de variations de stock d'eau à une échelle plus globale.

Les différences des chroniques de g entre les trois stations rendent compte de l'hétérogénéité des systèmes naturels en matière de variations de stock d'eau. En effet, les réponses en gravité aux trois sites, séparés par une distance inférieure à 10 km, ne sont pas homogènes en amplitude ni en phase. Les modèles globaux, avec leur résolution spatiale supérieure à 20 km, ne sauraient rendre compte de cette hétérogénéité. Néanmoins, la comparaison des variations de g issue de GRACE avec celle des modèles hydrologiques globaux est assez concluante aux échelles concernées (> 500 km) (Rodell *et al.*, 2007; Syed *et al.*, 2008) Ainsi, l'utilisation de modèles hydrologiques globaux pour déterminer la contribution non locale de l'hydrologie continentale est pertinente.

Nous allons maintenant examiner le bilan de masse présenté dans l'article précédent.

3.3. Bilan de masse à l'échelle du bassin d'alimentation et erreurs associées

A l'échelle du système karstique du Durzon, les variations de stock d'eau ΔS peuvent être formulées de la manière suivante :

$$\Delta S(t) = \int_{t_0}^t \left(P(t) - \frac{Q(t)}{S} - ETR(t) \right) dt \quad (5.6)$$

Avec P les précipitations (mm/j), Q le débit (m³/j), S la surface du bassin (km²) et ETR l'évapotranspiration réelle (mm/j). La variation de stock est donc une somme de valeurs cumulées. L'incertitude sur le bilan sera d'autant plus grande que la période d'intégration sera longue si des erreurs systématiques sur les termes du bilan existent. Nous allons maintenant examiner les incertitudes liées à ce bilan.

3.3.1. Pluviométrie

La pluviométrie est mesurée à huit stations (voir figure 4.11) : Les stations CAYL, CAVA et CORN sont des stations Météo-France, les cinq autres stations ont été installées par nos soins. La station BLAQ a été installée dès janvier 2006, les autres stations ont été installées un an plus tard en janvier 2007. Le pluviomètre à BLAQ est un modèle dont la surface collectrice est de 1000 cm², alors que les autres stations sont des modèles plus petits à surface collectrice de 400 cm², a priori moins précis. Tous les pluviomètres installés fonctionnent sur le principe de l'auge basculant.

Dans l'article précédent, nous nous sommes basés sur la pluviométrie à BLAQ pour le calcul de bilan de masse, en supposant que la pluviométrie est homogène sur le causse.

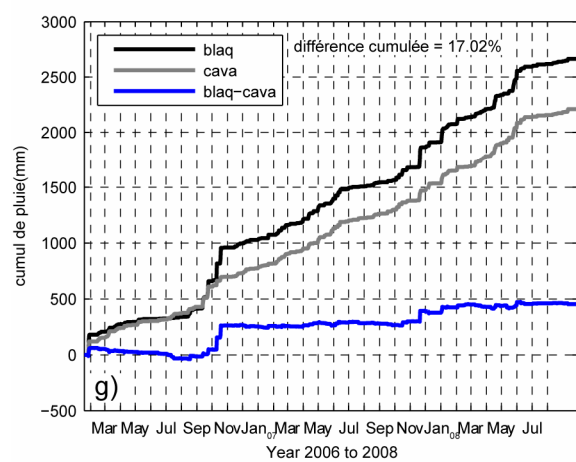
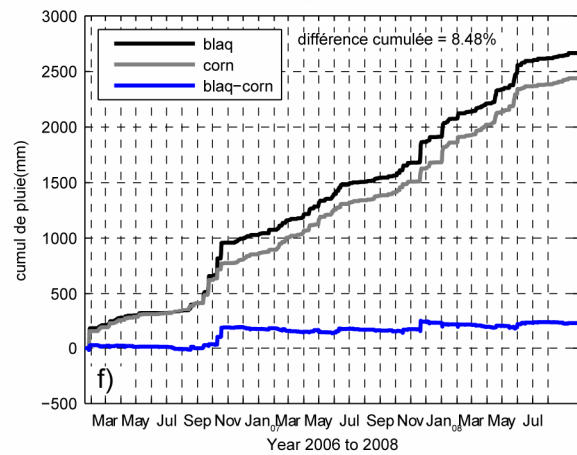
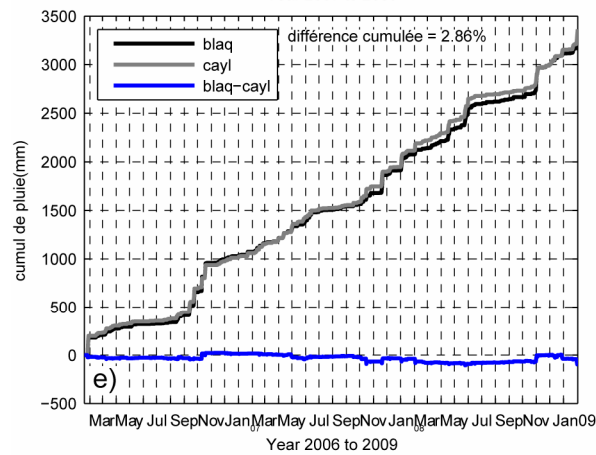
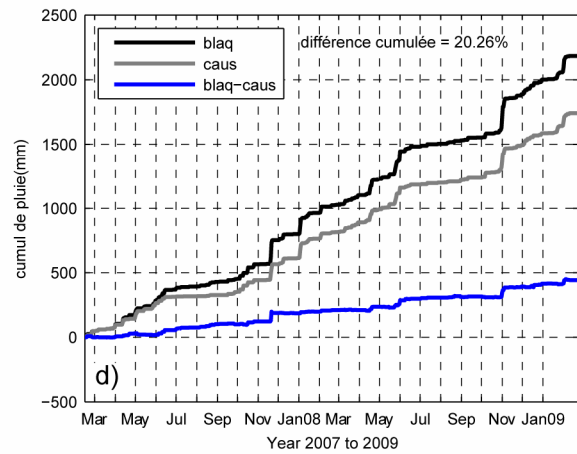
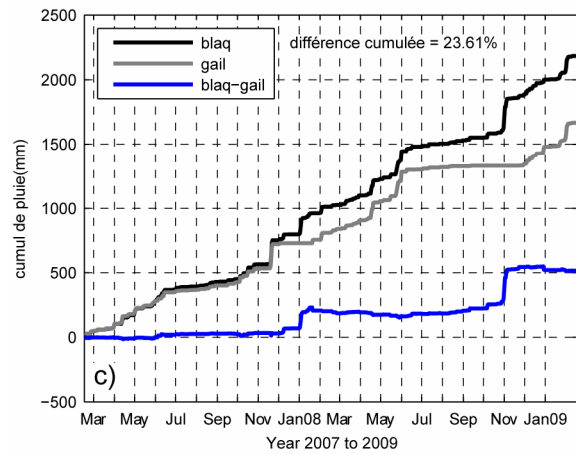
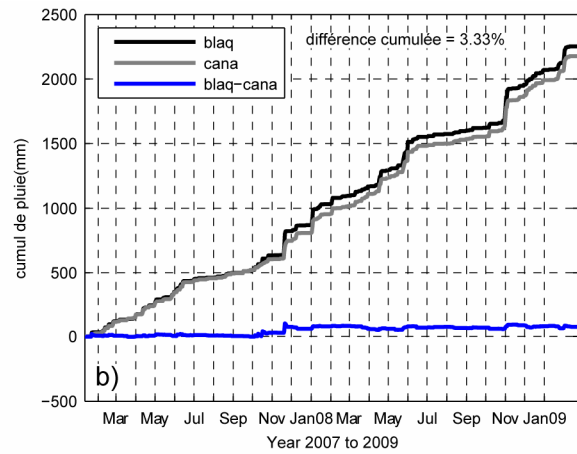
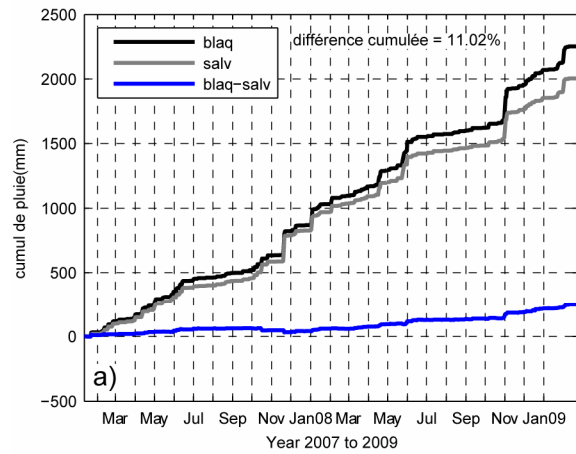


Figure 5.11: Pluviométrie cumulée à la station BLAQ comparée à celle des autres stations : a) SALV, b) CANA, c) GAIL, d) CAUS, e) CAYL, f) CORN, g) CAVA. La différence des cumuls est en bleu.

Il s'agit d'examiner maintenant si cette hypothèse est vérifiée, en comparant les pluviométries enregistrées aux différentes stations. La figure 5.11 permet de comparer les cumuls à toutes les stations avec celui de BLAQ, la différence de cumul dans le temps y est indiquée.

Nous observons que la pluviométrie à SALV est moins importante qu'à BLAQ, la différence cumulée sur la période considérée y est de 11%. De plus, la courbe des différences apparaît continûment croissante à partir de Janvier 2008. Pour CANA, la différence de pluviométrie est moins marquée qu'à SALV avec BLAQ. La courbe des différences est plate, avec un saut pour un événement de novembre 2007. Ceci s'explique par un entretien peu scrupuleux des stations pluviométriques, la station de CANA a en effet été retrouvée bouchée par des débris végétaux et animaux à cette période, altérant la mesure pluviométrique.

A part cet incident, la pluviométrie semble essentiellement similaire à CANA et à BLAQ. Les stations de Gaillac (GAIL) et de Causseneujouls (CAUS), de par leur position excentrée par rapport aux points absolus, ont été relevées à une fréquence inférieure et ont ainsi été moins entretenues. Les pluviomètres ont en effet été retrouvés bouchés à plusieurs reprises, ce qui est nettement observable sur les courbes de différence de pluviométrie. En effet, sur la figure 5.11c, les sauts dans la courbe des différences ne sont pas représentatifs d'une absence de pluviométrie, mais liés au fait que le pluviomètre est inopérant. Pour CAUS, (figure 5.11d), la courbe de différence est continûment croissante, ce qui indique une différence systématique de pluviométrie. L'installation du pluviomètre CAUS peut être mis en cause ici, en effet, celui-ci a été installé aux pieds d'une rangée d'arbres, qui peuvent jouer un rôle dans l'interception des gouttes d'eau. Il est aussi à signaler que les pluviomètres installés n'ont pas été inter-comparés.

La comparaison de la pluviométrie à BLAQ avec celle enregistrée aux stations Météo-France est édifiante. On observe une très bonne correspondance avec la station du Caylar (figure 5.11e). Les stations de Cornus (CORN) et de La Cavalerie (CAVA) présentent de fortes différences de pluviométrie (> 100 mm) pour les pluies d'octobre 2006 avec BLAQ. La pluviométrie est moins importante à CAVA que sur le causse de l'Hospitalet. Ainsi, la comparaison de la pluviométrie avec les stations installées par nos soins est peu concluante du fait du manque de rigueur dans l'entretien et dans le choix de certains sites (CAUS). La différence observée entre la pluviométrie à BLAQ et SALV est possiblement due à une plus faible pluviométrie à SALV. Cela n'est par contre pas observé à CAYL, station immédiatement au sud-est de SALV. La pluviométrie de certains événements importants (octobre 2006) n'est pas homogène à l'échelle du causse du Larzac.

En conclusion, la pluviométrie à BLAQ semble représentative de la pluviométrie sur le bassin d'alimentation du Durzon. Nous estimons l'erreur commise en prenant BLAQ comme station de référence à 10% au plus sur les valeurs cumulées.

3.3.2. Débit du Durzon

Le débit du Durzon est mesuré sur une section de tarage au niveau du Mas du Pommier, à quelques centaines de mètres de la source du Durzon. Le débit est déterminé à partir de la hauteur d'eau mesurée à cette section et d'une relation expérimentale appelée courbe de tarage entre hauteur d'eau et débit, préalablement établie. La courbe de tarage est généralement établie pour des périodes d'étiage et de crue modérées. Pour des fortes crues, la relation hauteur-débit est extrapolée. C'est donc au niveau des fortes crues que des erreurs importantes peuvent être faites sur le débit.

De plus, l'existence de sources secondaires drainant le bassin versant du Durzon est avérée, notamment la source de Lavencas. Toutefois, ces sources ont un débit inférieur d'au moins un ordre de grandeur par rapport à celui du Durzon (Ricard et Bakalowicz, 1996).

Le débit du Durzon apparaît comme l'élément majeur de quantification des eaux sortant du système karstique étudié, mais la mesure de ce flux peut être entachée d'erreurs qui sont difficilement quantifiables.

3.3.3. Surface du bassin

La surface du bassin d'alimentation est elle aussi une donnée incertaine. Selon les estimations, on trouve des valeurs comprises entre 98 et 130 km² (voir section 4.4.2.1)

3.3.4. Evapotranspiration réelle

A l'échelle d'un bassin versant hydrologique, l'évapotranspiration réelle (ETR) n'est pas aisément évaluable. Celle-ci dépend en effet de paramètres pédologiques, météorologiques, géomorphologiques, et varie en fonction de la végétation et de son état dans son cycle de croissance. La mesure de l'ETR est un domaine de recherche actif qui associe toutes les échelles, de mesures in-situ aux estimations par télédétection.

Dans l'article précédent, nous avons utilisé la formule de Turc (1961) fonction de la pluviométrie et de la température annuelle pour obtenir une valeur de l'ETR annuelle (voir équation (5.3)). Nous avons ensuite utilisé un coefficient k , rapport entre l'ETR annuelle et l'ETP annuelle donnée par Météo-France selon la formule de Penman-Monteith (voir section 4.5.2). Ce coefficient traduit le fait que la lame d'eau évaporée réellement n'est pas égale à celle prédite par l'ETP. On obtient ainsi l'ETR journalière par multiplication de ce coefficient à l'ETP journalière :

$$ETR(t) = k.ETP(t) \quad (5.7)$$

Ainsi, la valeur de k est de 0.55, 0.56 et 0.63 pour les années 2006, 2007 et 2008 (voir table 5.2).

En fait, ce coefficient est analogue au coefficient 'cultural' qu'utilisent les agronomes (Allen *et al.*, 1998) à ceci près qu'il est constant à l'échelle d'une année. En effet, le coefficient 'cultural' varie en fonction de l'état de croissance des plantes (figure 5.12) et de la disponibilité en eau dans la zone

racinaire. Le coefficient k tel qu'il est défini permet de boucler le bilan annuel, mais ne tient pas compte de l'état de croissance de la végétation ni des effets de stress hydrique.

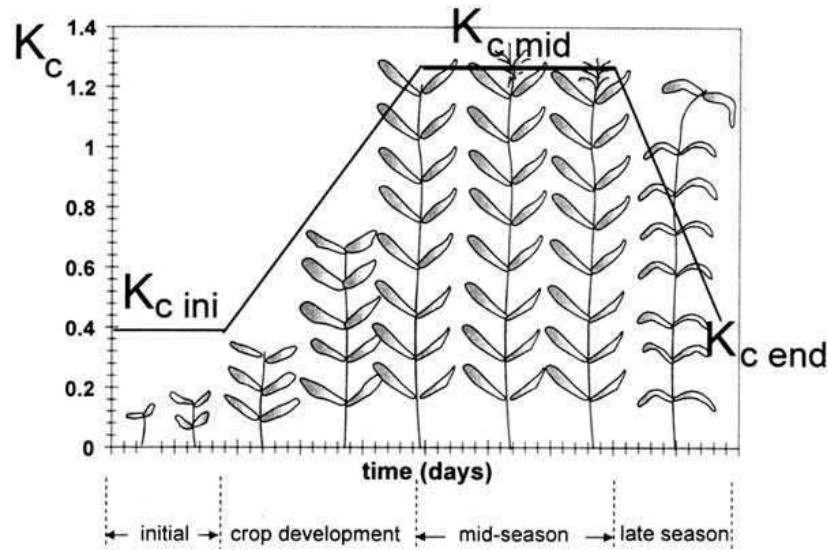


Figure 5.12 : Evolution type du coefficient 'cultural' K_c selon le stage de développement des plantes, d'après Allen et al. (1998)

Une autre méthode de détermination de l'ETR est celle de Turc-Pike (Turc, 1954; Pike, 1964) qui exprime l'ETR annuelle en fonction de la pluviométrie annuelle P_a et de l'ETP annuelle :

$$ETR_a = \frac{P_a}{\sqrt{1 + \left(\frac{P_a}{ETP_a} \right)^2}} \quad (5.8)$$

En divisant par ETP_a la formule précédente, on voit que le rapport ETR_a/ETP_a est fonction du rapport P_a/ETP_a . Notons que l'ETR est ici directement fonction de l'ETP. Dans ce cas, l'ETR est fonction de la formule adoptée pour calculer l'ETP, et nous avons vu que l'ETP dépend fortement de la formule utilisée pour la calculer (voir figure 4.10). Les valeurs d'ETR selon la formule de Turc-Pike sont reportées dans la table 5.2, en utilisant l'ETP de la station du Caylar donnée par Météo-France. Les ETR selon Turc-Pike sont systématiquement supérieurs à ceux donnés par la formule de Turc, ce qui résulte en un bilan systématiquement négatif ainsi que des valeurs de k entre 0.6 et 0.8 (voir table 5.2)

année	Pluie (mm)	Débit surfacique (mm)	ETP Le Caylar (mm)	ETR Turc (mm)	Bilan Turc (mm)	k Turc	ETR Turc-Pike (mm)	Bilan Turc-Pike mm	k Turc-Pike
2002	1176.0	329	ND	537.0	310.5	ND	ND	ND	ND
2003	1110.0	506	ND	543.8	60.6	ND	ND	ND	ND
2004	1046.0	637	891.5	515.5	-106.1	0.58	678.5	-269.1	0.76
2005	736.0	284	954.5	462.3	-10.7	0.48	582.8	-131.3	0.61
2006	1117.4	471	994.4	548.0	98.8	0.55	742.8	-96.1	0.75
2007	908.8	348	914.0	508.8	51.8	0.56	644.4	-83.8	0.71
2008	1202.4	523	856.5	538.1	140.9	0.63	697.6	-18.7	0.81

Table 5.2 : termes annuels du bilan de masse, le débit surfacique est calculé pour une surface de 100 km². ND : non disponible.

Un moyen de contraindre à la fois le coefficient k et la surface du bassin d'alimentation du Durzon est d'émettre des hypothèses quant au bilan sur une période donnée. En effet, sur une longue période d'intégration, le bilan peut être considéré comme nul : il y a un équilibre entre les entrées (pluie) et les sorties (ETR, Q) du système. Une relation entre k et S peut ainsi être déterminée. Nous avons effectué cet exercice sur la période 2004-2009, en faisant les hypothèses que 1) $\Delta S = 0$ mm, 2) $\Delta S = 500$ mm et 3) $\Delta S = -500$ mm. La relation entre k et S est illustrée sur la figure suivante pour ces trois cas.

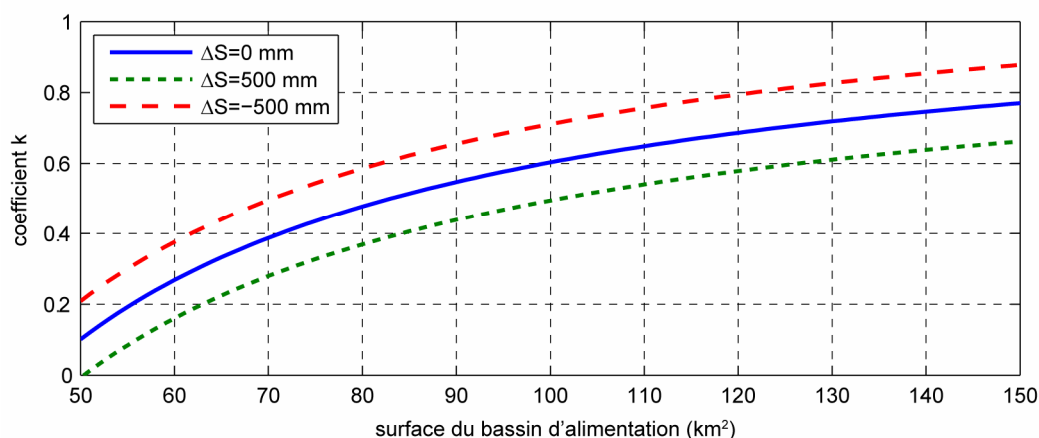


Figure 5.13 : Coefficient k en fonction de la surface du bassin d'alimentation pour différentes hypothèses de bilan pour la période 2004-2009

Ainsi, pour un bassin d'alimentation de 100 km², un bilan nul sur les 5 ans considérés implique un coefficient k de 0.6, et un bilan compris entre ± 500 mm contraint k à être entre ~ 0.5 et 0.7 . De même, pour une surface de 130 km², k doit être compris entre 0.62 et 0.82, avec une valeur pour un bilan nul de 0.72. On observe ainsi que les valeurs de k trouvés par des formules donnant l'ETR (table 5.2) sont très comparables aux valeurs de k trouvées par des considérations de bilan (figure 5.13). Les coefficients issus du calcul d'ETR de Turc sont compatibles avec une surface de bassin d'alimentation de 100 km².

3.3.5. Résultats et confrontations aux données absolues

Le 'Gravimetric Water Stock' (GWS), ou l'effet gravifique de la lame d'eau moyenne stockée dans le karst, est confronté aux variations absolues de g corrigées des effets globaux de l'hydrologie avec le modèle ECMWF (figure 5.14). Le GWS est calculé pour une surface de 100 km², avec les coefficients k annuels déterminés avec l'ETR selon Turc (table 5.2), et avec la pluviométrie mesurée à la Blaquérie.

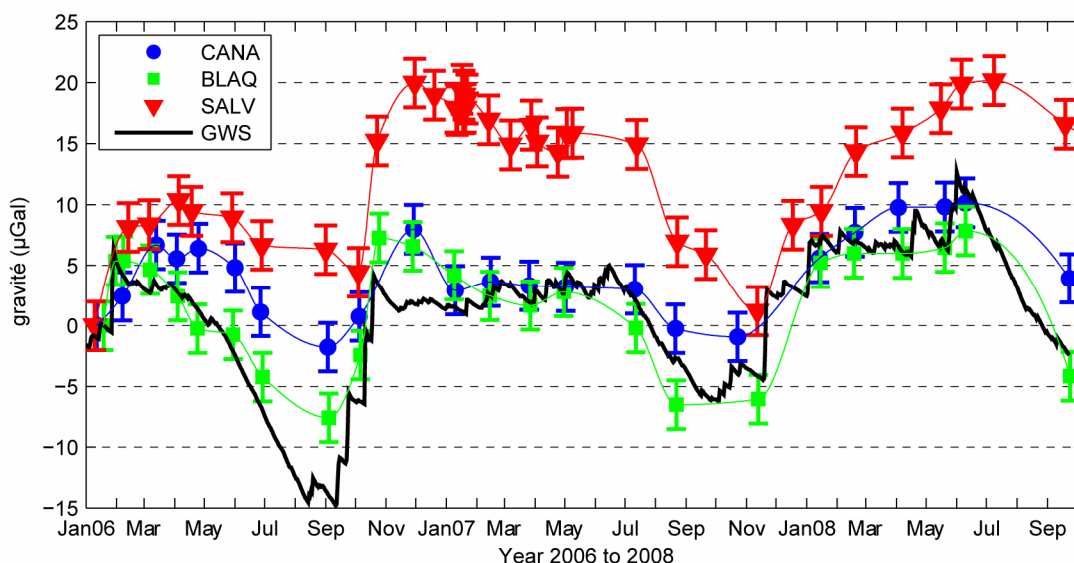


Figure 5.14 : variations de g aux trois sites et effet gravimétrique de la variation de stock d'eau sur le karst (GWS).

On observe que le bilan de masse rend compte des variations observées aux sites absolus, avec plus ou moins de succès selon les sites. Les variations de g à BLAQ se rapprochent le plus des variations théoriques à l'échelle du karst, suivi des variations à CANA, et enfin des variations à SALV. Nous invitons le lecteur à se référer à l'article précédent pour l'interprétation des chroniques de g en relation avec le stock d'eau.

En première approximation, l'utilisation d'un bilan de masse se révèle intéressante pour appréhender les variations observées de g. Les chroniques de g absolus révèlent l'hétérogénéité de la dynamique du stockage de l'eau sur le bassin d'alimentation. De plus, les variations de g ne dépendent pas seulement de la variation du stock d'eau, mais aussi de la répartition spatiale de ce stock par rapport au gravimètre. Bien que la topographie aux alentours des sites puisse jouer un rôle important dans la répartition spatiale des masses d'eau, le stockage sous la surface du causse peut, lui, être indépendant de la topographie.

L'évaluation de l'évapotranspiration réelle, fonction de l'ETP en un site, est un point à améliorer. L'ETR varie spatialement en fonction des types de sols, des teneurs en eau dans ces sols, de la

végétation et du stade de croissance de celle-ci, et des facteurs climatiques, qui eux varient spatialement.

Nous allons maintenant examiner les variations de g issues de modèles à réservoirs, en raisonnant d'abord à l'échelle du causse.

3.4. Modèle pluie-débit à réservoir et variations de g

Les modèles à réservoirs ont pour vocation de simuler un observable hydrologique, généralement le débit d'un système, à partir d'observations météorologiques. Le principe de ces modèles est présenté à la section 3.4.3. Le but de cette section est d'appréhender les variations de stock d'eau à l'échelle du bassin d'alimentation par modélisation pluie-débit à réservoirs. Ces variations seront ensuite comparées aux variations de stock vu par les chroniques de mesures de g .

3.4.1. Le modèle de Fleury

Nous utilisons ici le modèle présenté dans la thèse de P. Fleury, utilisé pour simuler le débit de différentes sources karstiques dans la littérature (Fleury *et al.*, 2007a; Fleury *et al.*, 2007b). L'architecture du modèle utilisé est présentée à la figure suivante.

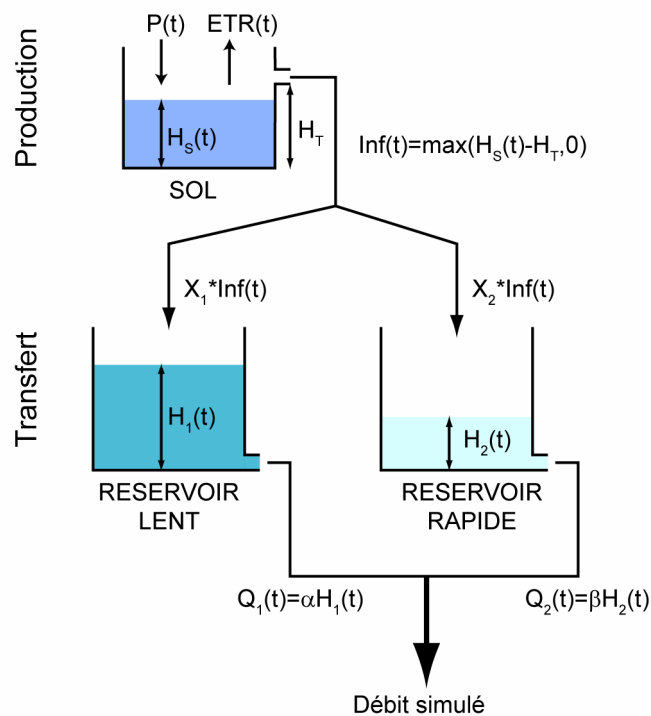


Figure 5.15: modèle à réservoirs utilisé, modifié d'après Fleury (2005)

Ce modèle est constitué de trois réservoirs : un réservoir 'sol', un réservoir 'lent' et un réservoir 'rapide'. Le réservoir sol réceptionne la pluie, rend de l'eau à l'atmosphère par évapotranspiration et régule l'infiltration vers les réservoirs sous-jacents : il tient la fonction de production. Ainsi, la hauteur d'eau H_s dans le réservoir sol peut s'écrire :

$$H_s(t) = H_s(t_0) + \int_{t_0}^t (P(t) - ETR(t) - Inf(t))dt \quad (5.9)$$

avec P la pluviométrie, ETR l'évapotranspiration réelle, et Inf l'infiltration, définie par :

$$Inf(t) = \max(H_s(t) - H_T; 0) \quad (5.10)$$

où H_T est une valeur seuil définissant l'infiltration vers les réservoirs lents et rapides. L'infiltration a donc lieu seulement si le niveau H_s est supérieur au seuil H_T . Cette condition génère de la non linéarité entre la pluviométrie et l'infiltration. Quand l'infiltration est non nulle, elle est répartie vers les réservoirs lents et rapide selon les coefficients X_1 et X_2 de partage, avec la condition $X_1 + X_2 = 1$.

La hauteur d'eau H_1 dans le réservoir lent est influencée par le flux entrant : l'infiltration, et le flux sortant : le débit Q_1 . Elle peut s'écrire :

$$H_1(t) = H_1(t_0) + \int_{t_0}^t (X_1 \cdot Inf(t) - Q_1(t))dt \quad (5.11)$$

Le réservoir lent a un fonctionnement de type Maillet : son débit de sortie est proportionnel à la hauteur d'eau en son sein et peut s'exprimer ainsi :

$$Q_1(t) = \alpha H_1(t) \quad (5.12)$$

où α est le coefficient de vidange en j^{-1} .

Le réservoir rapide a le même type de fonctionnement que le réservoir lent :

$$H_2(t) = H_2(t_0) + \int_{t_0}^t (X_2 \cdot Inf(t) - Q_2(t))dt \quad (5.13)$$

avec un flux sortant Q_2 régit par le coefficient de vidange β .

$$Q_2(t) = \beta H_2(t) \quad (5.14)$$

Le débit en sortie est la somme des flux sortant des réservoirs rapides et lents (figure 5.15).

La construction de ce modèle est inspiré de l'analyse des hydrogrammes karstiques : le réservoir lent simule la partie 'récession' de l'hydrogramme et le réservoir rapide simule la partie 'crue' de l'hydrogramme. La non linéarité est apportée par le fonctionnement à seuil du réservoir sol.

Les paramètres à caler intrinsèques au modèle sont au nombre de quatre : le seuil H_T , le coefficient de partage X_1 , et les coefficients de vidange α et β . Ce modèle évite la sur-paramétrisation, ce qui atténue le problème d'équifinalité (Beven, 1993; Beven et Freer, 2001).

Les paramètres extérieurs au modèle qui peuvent être calés sont ceux relatifs à l'évapotranspiration réelle et à la surface du bassin versant. Bien que ces deux paramètres soient corrélés, il paraît possible que ce type de modèle puisse apporter des informations complémentaires par rapport à l'évapotranspiration et à la surface du bassin d'alimentation.

Afin de tester l'efficacité du modèle à rendre compte du débit mesuré, un critère de performance est utilisé : le critère de Nash (Nash et Sutcliffe, 1970). Ce critère est très fréquemment utilisé en hydrologie, et est défini par :

$$C_{Nash} = 1 - \frac{\sum (Q_{mes} - Q_{sim})^2}{\sum (Q_{mes} - \overline{Q_{mes}})^2} \quad (5.15)$$

avec C_{Nash} le critère de Nash, Q_{mes} la chronique des débits mesurés, Q_{sim} la chronique des débits simulés et $\overline{Q_{mes}}$ la moyenne des débits mesurés. Ainsi, lorsque $C_{Nash} = 0$, la simulation n'est pas meilleure qu'une prédiction donnant la moyenne des débits, et plus C_{Nash} tend vers 1, plus les débits simulés se rapprochent des débits observés, et plus la simulation est jugée bonne.

Une procédure d'optimisation, avec comme fonction coût le critère de Nash, basé sur un tirage pseudo aléatoire des paramètres (algorithme Mersenne-Twister (Matsumoto et Nishimura, 1998)), est mise en œuvre pour déterminer la série optimale de paramètres.

Dans le modèle de P.Fleury, les valeurs de l'ETR sont laissées à la discrétion de l'utilisateur. Ainsi, nous avons considéré trois cas.

1. L'ETR est fonction de l'ETP selon un coefficient k , comme décrit précédemment. L'ETP considérée est celle donnée par Météo-France au Caylar. Le paramètre k fait alors parti des paramètres à caler.
2. L'ETR est égal à l'ETP.
3. L'ETR est fonction de l'ETP mais le coefficient k est lui-même fonction de la hauteur d'eau dans le réservoir sol selon la relation suivante :

$$k(t) = H_s(t) / H_T \quad (5.16)$$

Cette dernière relation traduit le fait que l'évapotranspiration est de moins en moins efficace quand le niveau d'eau dans le réservoir sol diminue, et qu'elle est égale à l'ETP quand le réservoir sol est plein. Dans les trois cas exposés, lorsque le réservoir sol est vide, l'ETR est forcément nulle.

3.4.2. Résultats

La table 5.3 résume les paramètres du modèle qui rendent compte au mieux des débits observés, selon les cas considérés pour l'ETR.

Cas d'étude	H_T (mm)	X_1	α (j^{-1})	β (j^{-1})	k	Surface (km^2)	C_{Nash}
1) ETR= k *ETP	294.6	0.777	0.0041	0.2137	0.57	89.8	0.810
2) ETR=ETP	171.4	0.801	0.0035	0.2051	1.0	97.1	0.785
3) ETR=f(H_s ,ETP)	400.3	0.812	0.0035	0.1962		105.9	0.806

Table 5.3 : Paramètres optimaux du modèle selon les cas considérés pour l'ETR

Ainsi, on observe que le critère de Nash est sensiblement le même pour les trois cas ($C_{Nash} \sim 0.8$), ce qui indique que les débits sont simulés de façon équivalente indépendamment de l'ETR imposée au modèle. Les coefficients de vidange α et β sont sensiblement équivalents selon les cas considérés : ces coefficients ont en effet une influence directe sur la forme de l'hydrogamme simulé et sont donc assez

contraints. De même, les coefficients de partage X_1 et X_2 sont peu affectés par l'ETR considéré. Les surfaces optimales diffèrent selon les cas : de 89.8 km² pour le cas 1 à 101.6 et 105.9 km² pour les cas 2 et 3. Les valeurs des surfaces sont en accord avec la littérature, et notre choix de prendre 100 km² comme surface du bassin versant pour le calcul du bilan (voir section 3.3.5 ci-dessus) en est conforté.

Le paramètre H_T semble être le plus influencé par le régime d'ETR imposé: en effet, le sol joue un rôle de filtre passe-bas qui atténue les fluctuations de l'ETR. Ceci a été déjà observé avec d'autres modèles à réservoirs (Oudin *et al.*, 2003; Oudin *et al.*, 2004).

Les trois figures suivantes présentent les débits simulés et mesurés, les variations de hauteur d'eau dans les réservoirs du modèle, et l'effet gravifique des variations de stock confrontés aux variations mesurées de g pour les trois hypothèses concernant l'ETR. La somme des stocks dans les trois réservoirs est convertie en pesanteur par l'approximation de Bouguer et comparée aux chroniques de gravimétrie absolue.

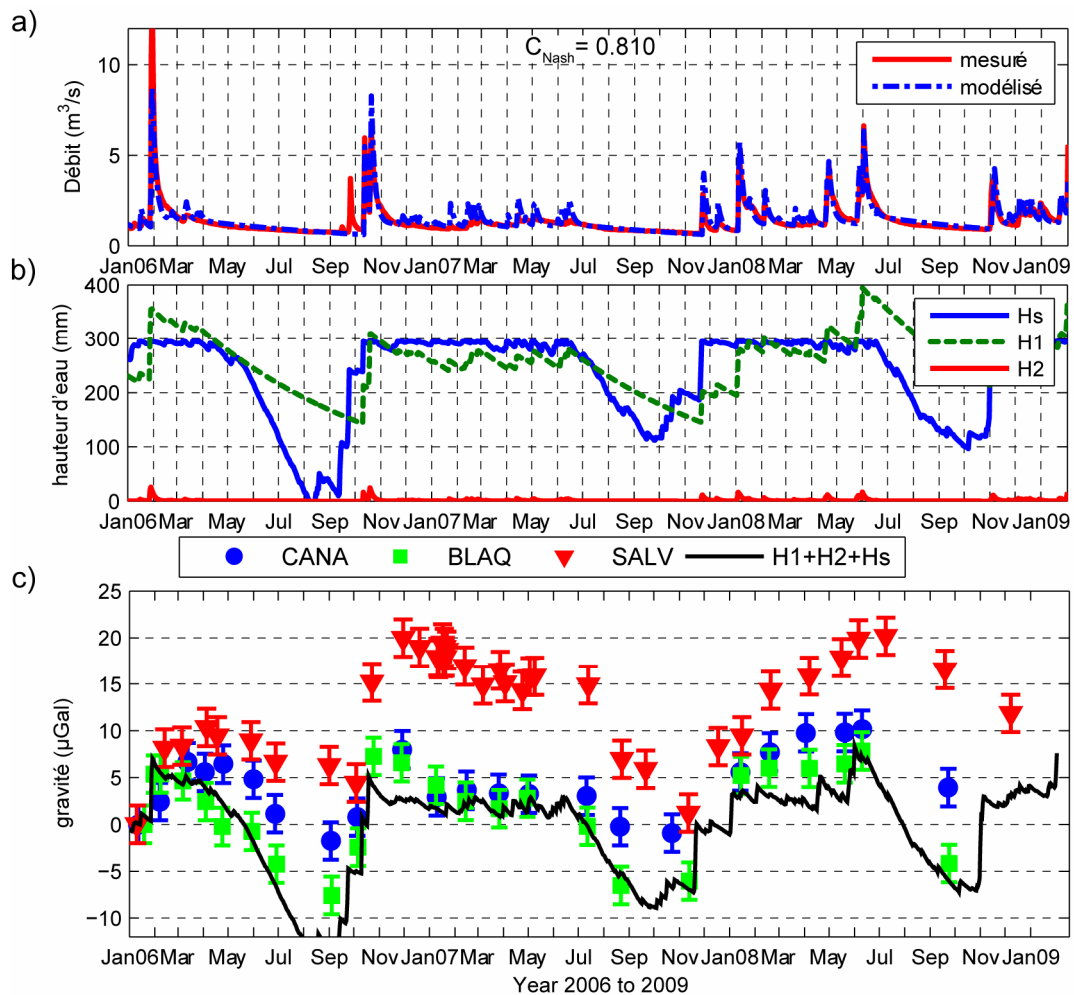


Figure 5.16 : Cas 1 : $ETP=k*ETR$. a) Débits mesurés et simulés, b) : variation de hauteur d'eau dans les trois réservoirs et c): chronique de g aux sites absolus et effet de plateau des variations de stock dans les trois réservoirs du modèle.

Les résultats du cas 1 sont montrés à la figure 5.16. Le débit simulé ne rend pas parfaitement compte du débit mesuré. En effet, la forte crue de janvier 2006 est sous-évaluée, et la première crue de septembre 06 après une forte période de sécheresse n'apparaît pas dans le débit simulé. De plus, les faibles crues du printemps 2007 sont systématiquement surévaluées. Le facteur k de 0.57 ressemble fortement au facteur k trouvé par calcul d'ETR (voir table 5.2, section 5.3.3.4), ce qui est rassurant. Le réservoir sol a ici une forte capacité de stockage, ~ 300 mm, qui permet d'alimenter l'ETR pendant les mois d'été. On remarque que le réservoir rapide ne stocke que très peu d'eau (figure 5.16b) et que l'essentiel du stockage se fait dans le réservoir lent et le réservoir sol. La décroissance exponentielle observée dans le réservoir lent (niveau H_1 , figure 5.16b) est une conséquence directe du comportement en loi de Maillet de ce réservoir.

L'effet gravifique des variations de stock d'eau dans les réservoirs rend assez bien compte des variations gravimétriques mesurées, avec, encore une fois, la meilleure correspondance pour les variations au site BLAQ.

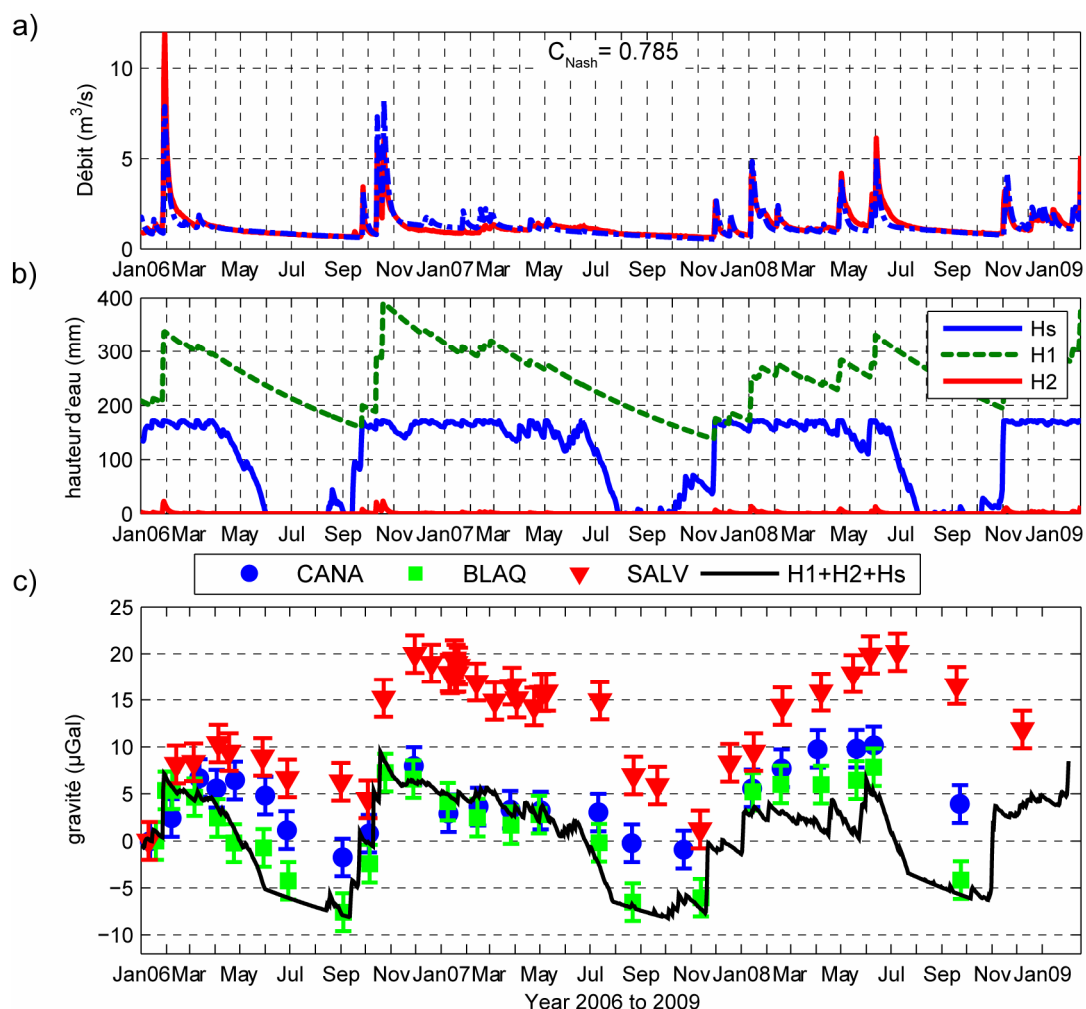


Figure 5.17 ; cas 2 : ETR=ETP, même légende que pour la figure 5.16.

Les résultats du cas 2, où ETR=ETP, sont illustrés figure 5.17. Ici, bien que le critère de Nash soit marginalement plus faible que pour les autres cas, la totalité des crues est simulée par le modèle,

même si certaines crues sont sur ou sous-évaluées. Ceci est dû au fait que le réservoir sol a une capacité de stockage plus limitée par rapport aux autres modèles, avec une valeur de 171 mm. Ainsi, pendant les mois d'été, le stock d'eau dans ce réservoir se résorbe très vite jusqu'à devenir nul (figure 5.17b). Les premières pluies d'automne, de par la faible valeur de H_T , parviennent ainsi à faire déborder le réservoir sol et à générer des crues. Ici aussi, l'effet gravimétrique des variations de stock correspond bien à celles observées à la station BLAQ.

Le dernier cas, où le coefficient k appliqué à l'ETP est fonction du niveau d'eau dans le réservoir sol, est montré figure 5.18. Ici, le même événement de crue n'est pas modélisé convenablement (fin septembre 2007), et certaines crues sont sur ou sous-estimées. Le modèle s'accommode de l'évapotranspiration en imposant une forte capacité de stockage au réservoir sol : 400 mm. L'effet gravimétrique des variations de stockage rend ici encore une fois bien compte des variations à BLAQ, et moins aux autres sites.

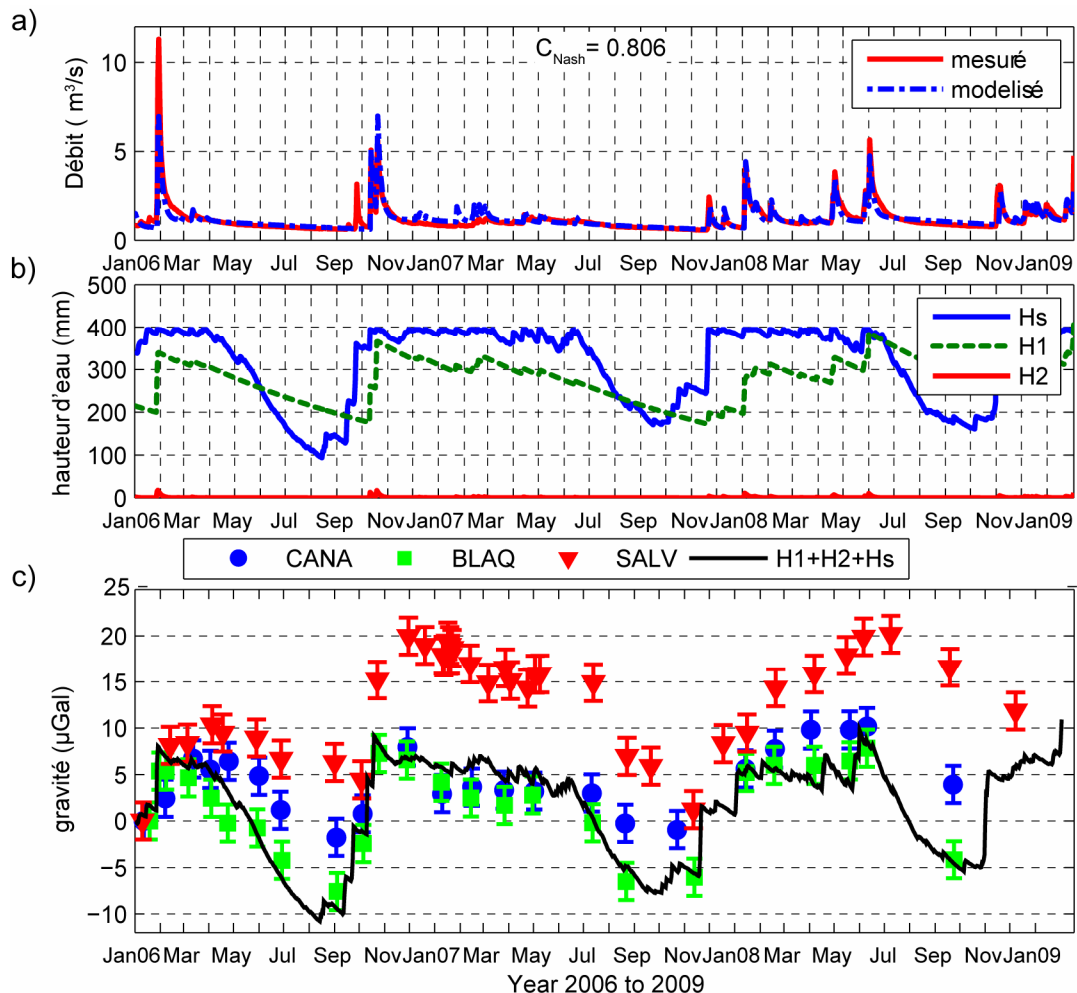


Figure 5.18 : cas 3 : $ETR=f(H_s,ETP)$ même légende que pour la figure 5.16.

Nous montrons ici que les variations de stock au sein d'un modèle pluie-débit sont comparables aux variations mesurées en surface, surtout pour le site BLAQ. En faisant varier l'ETR au sein du modèle,

nous montrons d'abord une insensibilité de celui-ci à ce paramètre. En effet, les débits observés sont assez bien modélisés indépendamment de l'ETR choisie. Les effets gravimétriques calculés à partir des variations de stock au sein du modèle sont bien comparables aux variations mesurées, particulièrement pour le site de BLAQ. Il est en effet fortuit que les variations de g à BLAQ ressemblent fortement à tous les modèles présentés dans cette section.

Les modèles pluie-débit rendent bien compte des flux, notamment du débit en sortie de système. Ces modèles ne sont actuellement validés que sur des données de flux à la source. Avec la gravimétrie, les variations de stock sont accessibles. Ainsi, avec un échantillonnage adapté, la gravimétrie pourrait être un outil pour quantifier et valider le stock d'eau à des fins de modélisations hydrologiques. Cet apport pourrait être particulièrement intéressant pour des systèmes dans lesquels le flux sortant est méconnu. Dans notre étude, la variation de g en trois sites est loin d'être représentative des variations de stock à l'échelle du bassin versant. Néanmoins, le couplage entre modèle pluie-débit et gravimétrie apparaît prometteur.

3.5. Modèles à réservoirs à caractère local : informations tirées des chroniques de g

Les chroniques absolues de variation de pesanteur aux trois sites CANA, BLAQ et SALV n'ont pour l'instant pas été analysées individuellement. Nous allons maintenant tenter de trouver un modèle à réservoir hydrologique pouvant rendre compte des variations absolues de la pesanteur. Ces chroniques constituent l'unique donnée relative aux variations de stock d'eau disponible. Une modélisation hydrologique indépendante que l'on confronterait ensuite aux valeurs de g n'est ici pas envisageable, par manque de données hydrologiques. L'optique adoptée est ainsi d'utiliser les chroniques absolues pour obtenir des informations quant au fonctionnement hydrologique à chaque site. La démarche suivie est une démarche heuristique consistant à examiner des modèles à complexité croissante, et ainsi déterminer quel degré de complexité est suffisant pour rendre compte des observations. Une démarche similaire sera adoptée en section 8.2 pour l'étude du signal inclinométrique.

Trois modèles à réservoir à complexité croissante sont utilisés pour simuler les variations de stock d'eau. Le premier modèle comporte un seul réservoir se vidangeant selon une loi de Maillet avec un coefficient β , avec un seuil H_T au delà duquel une vidange selon une constante α a lieu (figure 5.19a). Le deuxième modèle n'est autre qu'une partie du modèle de P. Fleury présenté à la section précédente, sauf que le premier réservoir se vidange avec une constante α lorsque le niveau est au dessus du seuil H_T . Le réservoir sous-jacent se vidange avec une constante β (figure 5.19b). S'il est sûrement hasardeux de mettre en relation une partie physique du karst avec un réservoir d'un modèle, nous le faisons néanmoins pour l'intelligibilité de notre discours ; nous appelons donc le réservoir sous-jacent le réservoir épikarst, et le premier réservoir le réservoir sol.

Le troisième modèle consiste en la mise en série du modèle précédent : ainsi, un réservoir épikarst se vidange avec une constante β_1 dans le réservoir epikarst adjacent (figure 5.19c). Un transfert latéral est ici simulé, transfert qui n'est pas présent dans les deux premiers modèles.

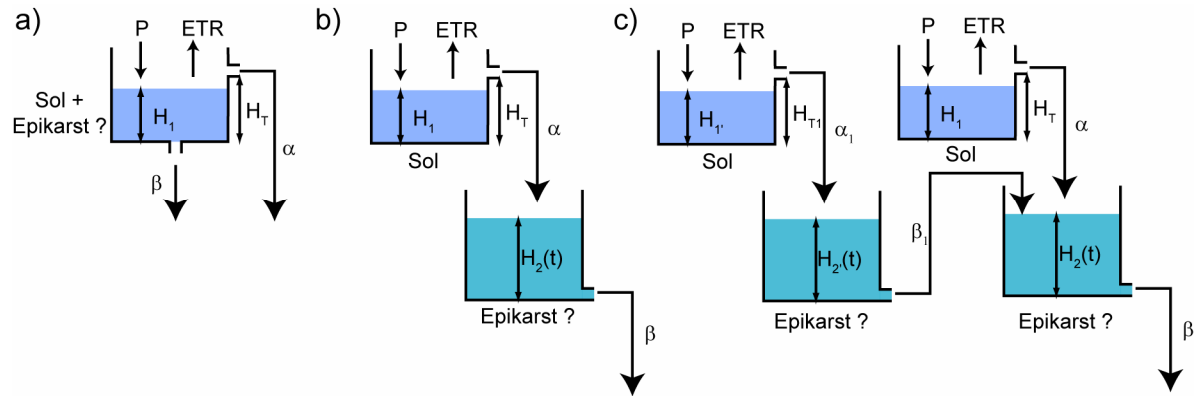


Figure 5.19 a) : modèle 1, b) modèle 2, c) modèle 3.

Jusqu'à présent, nous avons souvent utilisé l'hypothèse de Bouguer pour retranscrire les variations de stock d'eau en effet gravifique. Cette hypothèse est justifiée lorsque les masses sont sous l'instrument et répartie de manière uniforme sous une topographie relativement plane. Nous allons maintenant prendre en compte le fait que les gravimètres absolus sont mis en station dans des bâtiments. L'eau de pluie ne va donc pas s'infiltrer directement sous les instruments (figure 5.20a). De même, l'évapotranspiration ne va pas directement réduire la teneur en eau sous le gravimètre. Il s'agit donc de quantifier l'écart à une attraction de plateau que les bâtiments induiraient. La figure 5.20b montre le pourcentage d'attraction par rapport à un plateau d'un cylindre de rayon R , placé à 1.5 m sous le point de mesure, pour différentes épaisseurs h du cylindre (voir figure 7.14, section 7.3.2). Ainsi, pour un cylindre de rayon R de 10 m, les variations de densité ayant lieu sur une épaisseur de 1 m génèrent plus de 80 % de l'effet de plateau.

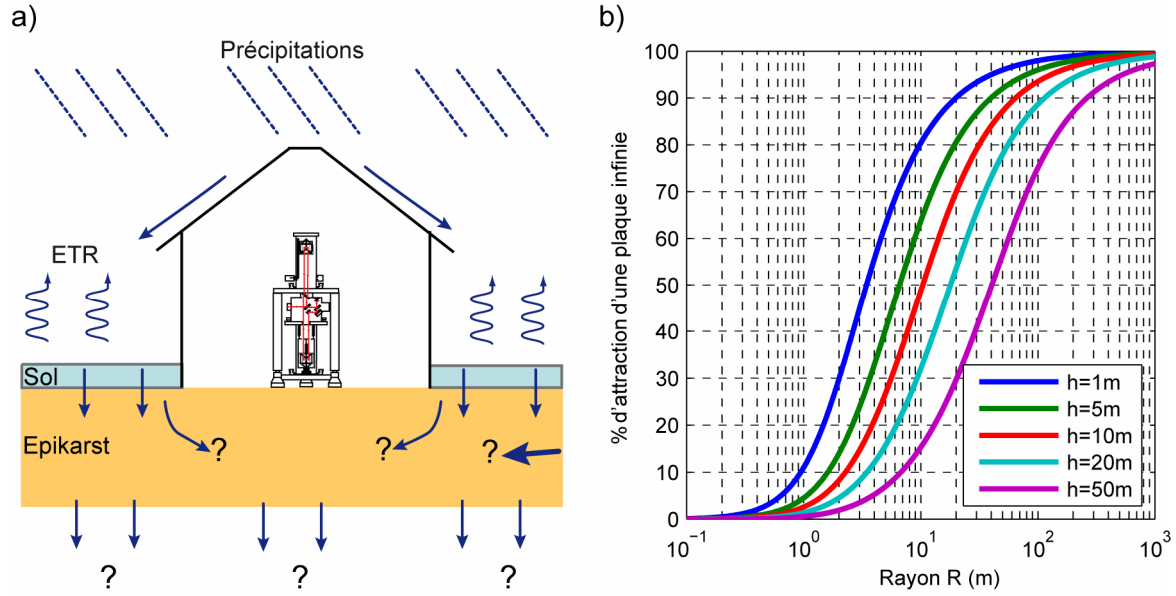


Figure 5.20 a) schéma d'un gravimètre au sein d'un bâtiment, créant un masque pour les effets hydrologiques locaux du fait de son toit. Les points d'interrogations représentent les incertitudes sur les flux souterrains. b) Pourcentage d'attraction entre un cylindre de rayon R, d'épaisseur variable, situé à 1.5 m sous le point de mesure par rapport à l'attraction du plateau de même épaisseur.

En première approximation, et selon sa taille et la position du gravimètre en son sein, un bâtiment peut être considéré comme un 'masque' empêchant les variations de stock d'eau sur un rayon donné d'avoir lieu. Un bâtiment circulaire hypothétique de rayon $R = 10$ m au centre duquel un gravimètre est mis en station diminue l'effet gravifique du aux variations de stock d'eau sur le premier mètre de 80 %. La réalité est sûrement plus compliqué car l'eau de pluie tombant sur le bâtiment ne disparaît pas mais est canalisée et redirigée via le toit et ses gouttières. Sur la figure 5.20b, on observe que plus les variations de densité ont lieu sur une épaisseur croissante, moins l'effet de 'masque' d'un bâtiment est fort. Ainsi, un même bâtiment circulaire ($R = 10$ m) produit un masque inférieur à 20% si les variations de densité ont lieu sur une épaisseur de 50 m.

Pour les modélisations présentées (figure 5.19), nous allons non pas prendre l'effet de plateau des hauteurs d'eau dans les réservoirs, mais pondérer cet effet par une constante comprise entre 0 et 1, traduisant l'effet de masque précédemment décrit. Ces coefficients, que l'on nomme C_1 pour le réservoir sol et C_2 pour le réservoir epikarst, font partie des paramètres du modèle à optimiser. Nous traduisons les hauteurs d'eau H_1 et H_2 dans les réservoirs sol et epikarst (figure 5.19) en pesanteur selon la formule :

$$g_{\text{mod}}(t) = C_1 \cdot 2\pi G \rho_e H_1(t) + C_2 \cdot 2\pi G \rho_e H_2(t) \quad (5.17)$$

Avec G la constante universelle de gravitation, ρ_e la densité de l'eau. La relation entre hauteur d'eau, niveau seuil et constante de vidange est explicitée en section 5.3.4.1. Le critère de performance utilisé est ici l'erreur quadratique (RMS) entre la gravité modélisée et la gravité mesurée. Pour le modèle 3, nous traduisons uniquement les variations de hauteur d'eau en pesanteur dans les réservoirs sol et

épikarst de hauteur H_1 et H_2 (les deux réservoirs de droite, figure 5.19c). Ainsi, les deux réservoirs sol et epikarst à l'origine du transfert vertical sont considérés comme trop distants pour contribuer aux variations de g. Les paramètres optimisés pour les trois modèles sont donnés table 5.4.

		α (j ⁻¹)	β (j ⁻¹)	hT (mm)	kET	C_1	C_2	α_i (j ⁻¹)	β_i (j ⁻¹)	hT_1 (mm)	RMS (μGal)
Modèle 1	CANA	0.0102	0.0034	482	0.53	0.58					2.10
	BLAQ	0.7827	0.0046	430	0.61	0.98					1.25
	SALV	0.0200	0.0030	494	0.80	0.98					3.12
Modèle 2	CANA	0.0335	0.0097	256	0.55	0.24	0.94				1.64
	BLAQ	0.9438	0.0089	272	0.67	0.85	0.98				1.33
	SALV	0.0342	0.0025	73	0.72	0.41	0.99				2.27
Modèle 3	CANA	0.0774	0.0136	243	0.55	0.10	0.84	0.3263	0.0267	296	1.53
	BLAQ	0.4341	0.0095	96	0.55	0.90	0.89	0.0210	0.0709	342	1.15
	SALV	0.7569	0.0045	175	0.55	0.13	0.85	0.0819	0.0487	126	1.92

Table 5.4 : Paramètres des modèles 1,2 et 3 optimisés par rapports aux chroniques de g aux trois sites.

Pour les modèles 1 et 2, l'ETR a été calculée à partir de l'ETP au Caylar, et le facteur multiplicatif kET est un paramètre optimisé. Pour le modèle 3, ce facteur a été fixé à 0.55 pour restreindre le nombre de paramètres à optimiser.

Les trois figures suivantes représentent les résultats des optimisations en terme de hauteur d'eau dans les réservoirs et d'effet gravifique associés pour les trois modèles pour les trois sites (résultats de la table 5.4). On parvient à rendre bien compte des chroniques absolues à BLAQ avec les trois modèles (figure 5.21). Le RMS n'est pas significativement plus faible pour un modèle de complexité croissant, le modèle 1 apparaît ici suffisant pour rendre compte des variations de g. Remarquons que la constante de vidange lente β est ici très proche de celle optimisée pour le Durzon (voir section 5.3.4.1), et que le facteur kET est de 0.61 (table 5.4) est tout a fait dans les ordres de grandeurs de ceux trouvés par des méthodes indépendantes (sections 5.3.3 et 5.3.4). De plus, les facteurs C_1 et C_2 sont tous deux proche de 1 quelques soient le modèle. Cela traduit un phénomène de 'masque' faible du bâtiment, attesté sur le terrain par la faible superficie de la cabane ($\sim 4 \times 4$ m) où est installé le gravimètre à BLAQ.

Pour CANA, une amélioration sensible du RMS est observée en passant du modèle 1 au modèle 2, (table 5.4, figure 5.22), faiblement amélioré en passant au modèle 3. Le modèle 1 est ici inadapté pour rendre compte des variations de g ; le modèle 2 semble être le meilleur compromis entre nombre de paramètres à optimiser et performance. Pour ce modèle, on remarque que la contribution du sol est faible ($C_1=0.24$) et que la contribution épikarstique est forte ($C_2=0.94$). Cela pourrait être le reflet de la position de l'instrument à CANA : au sein d'une bâtisse, la chambre de chute étant au même niveau

voir sous le sol environnant. Les variations de g reflèteraient des variations de stock plus profonds, et le déphasage observé entre pluviométrie et maximum de gravité serait du à un temps d'infiltration, dont la constantes α du modèle 2 rend compte.

La simulation des variations de g à SALV s'améliore avec la complexité du modèle considérée : ainsi, le modèle 3 rend au mieux compte des variations de g . La contribution du sol est ici faible ($C1=0.13$) et la contribution épikarstique forte ($C2= 0.85$). La configuration du site permet d'expliquer cela : le point de mesure est au centre d'une bâtisse de grande taille ; les variations de stock créant des variations de gravité doivent ainsi être profondes et non superficielles pour être ressenties (figure 5.20b), car l'effet de 'masque' est ici important. De plus, on montre ici qu'un transfert latéral améliore sensiblement la simulation (RMS de 2.27 pour le modèle 2 à 1.92 pour le modèle 3).

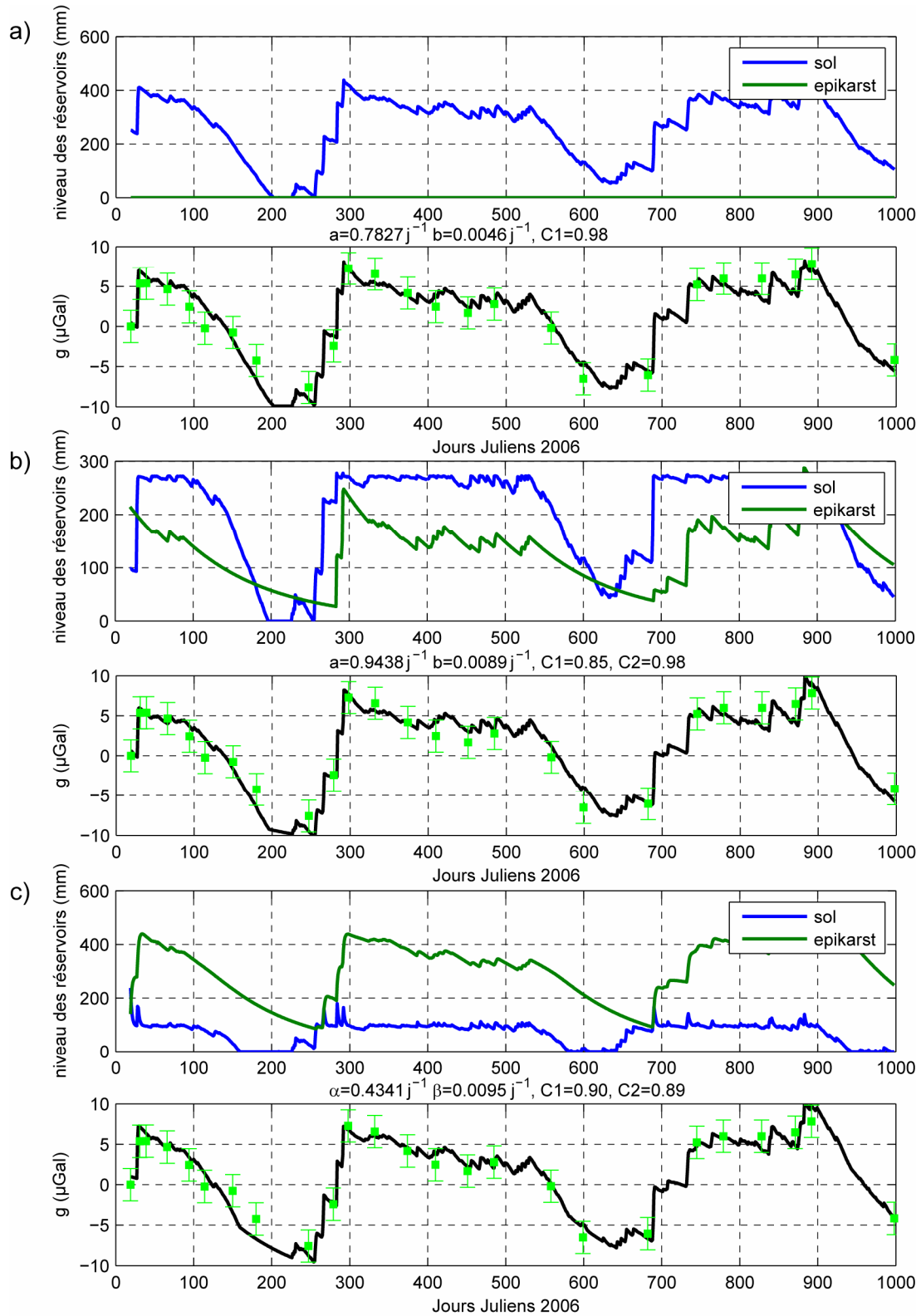


Figure 5.21 : hauteurs d'eau modélisées et effet gravifique de celles-ci confrontées aux données absolues à BLAQ pour : a) modèle 1, b) modèle 2 et c) modèle 3.

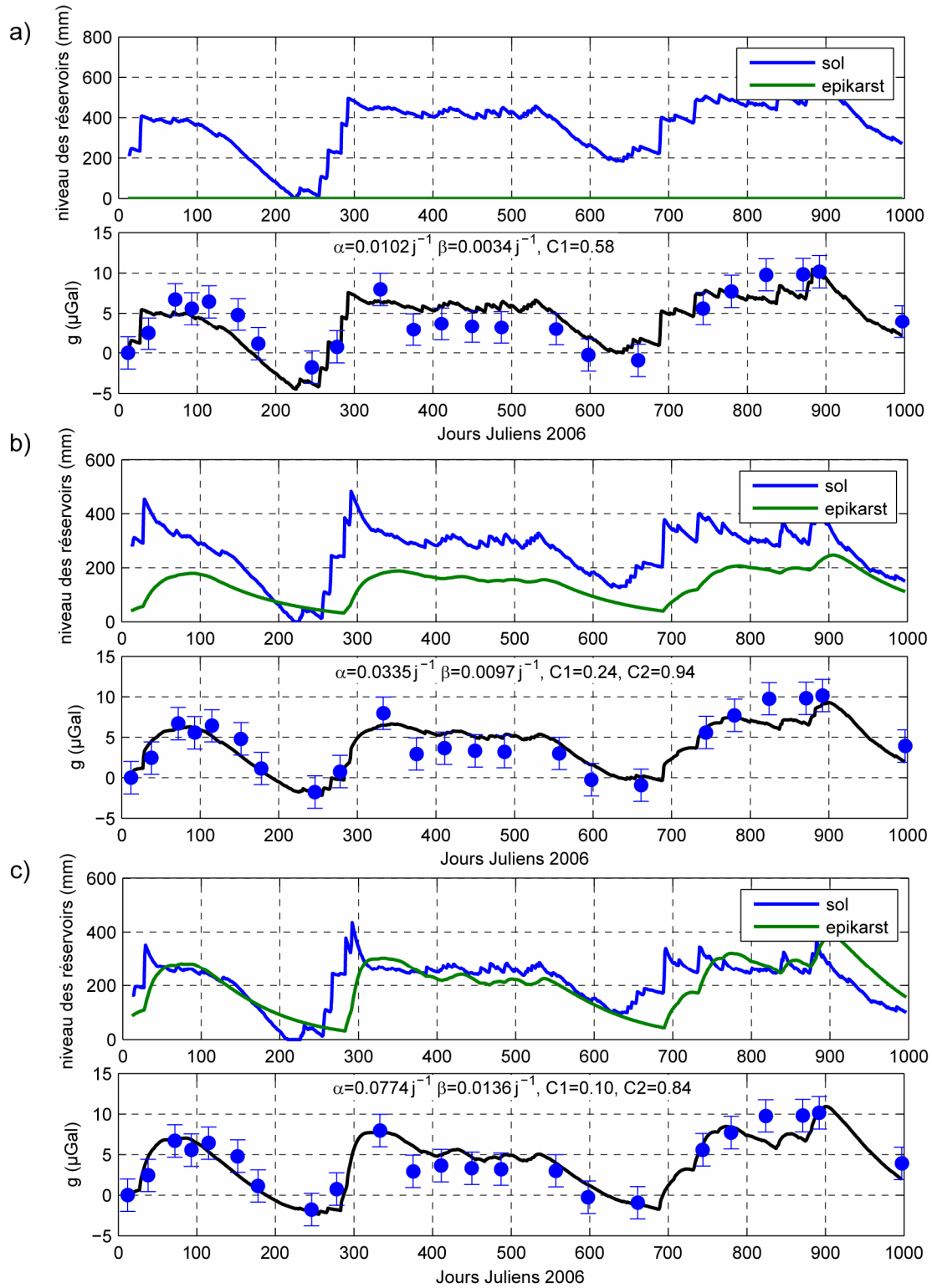


Figure 5.22 : même légende que pour figure 5.21, avec les chroniques de CANA.

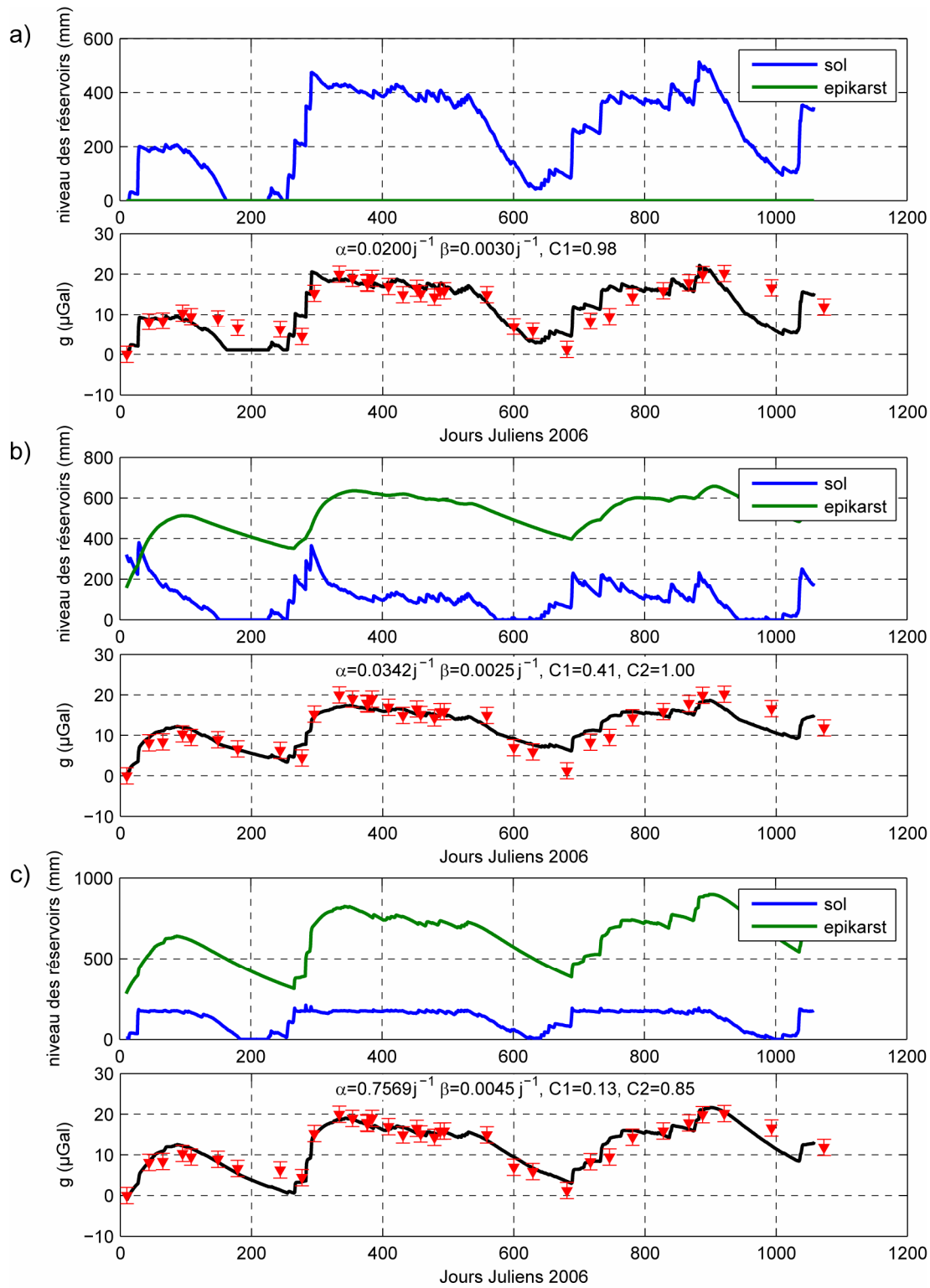


Figure 5.23 : même légende que pour figure 5.21, avec les chroniques de SALV.

Les modélisations effectuées ci-dessus permettent d'appréhender le niveau de complexité des modèles à réservoirs nécessaire pour rendre compte des chroniques de g. Ainsi, pour BLAQ, les variations de niveau dans un modèle à une boîte suffisent pour rendre compte des variation de g, pour CANA, un

modèle à deux boîtes est nécessaire et pour SALV, ce modèle à deux boîtes mis en série est nécessaire pour rendre compte des variations de g .

Pour CANA et SALV et pour le modèle 2, on obtient un coefficient de vidange α de la boîte sol de $\sim 0.03 \text{ j}^{-1}$, soit un temps caractéristique d'infiltration de $\sim 30 \text{ j}$. Ce dernier coefficient, couplé à une vidange lente de la boîte épikarst, génère un retard du maximum de niveau d'eau vis à vis de la pluviométrie dans ce réservoir. Ainsi, le retard observé dans les chroniques de SALV et CANA peut s'expliquer par le fonctionnement de ce réservoir, qui, par ailleurs, est le principal contribuant aux variations de g ($C_2 \sim 1$).

4. Conclusion partielle

Les mesures répétées dans le temps avec un gravimètre absolu sur le système karstique du Durzon décèlent un signal gravimétrique lié aux variations de stock d'eau. Comme certains auteurs l'ont montré, ce résultat est de prime abord une belle démonstration qu'un instrument de type FG5 peut être utilisé à des fins hydrologiques (Lambert *et al.*, 2006; Van Camp *et al.*, 2006a).

En première approximation, un calcul de variation de stock d'eau par bilan de masse à l'échelle du système karstique rend assez bien compte des variations gravimétriques observées. Les trois sites suivis présentent néanmoins des réponses différentes : si les sites de CANA et BLAQ semblent présenter une réponse saisonnière sans variation pluri annuelle, ce n'est pas le cas pour le site SALV qui présente une augmentation nette de gravité. L'hétérogénéité de ces réponses en gravité a été reliée à des considérations géomorphologiques : le signal particulier observé à SALV peut être relié à un stockage préférentiel de l'eau dans la partie sud du bassin d'alimentation du Durzon : la zone des lacs temporaires.

Si les incertitudes restent grandes par rapport au terme d'évapotranspiration, les variations de stock d'eau à l'échelle du karst, calculées selon différentes méthodes, rendent assez bien compte de des tendances observées. En particulier, les variations de g à BLAQ correspondent de manière assez exacte aux variations moyennes issues des calculs de stock. Ceci est sans doute fortuit car les variations de g observées en un point de la surface du causse ne sont représentatives que d'une partie infime du causse. Nous avons montré que la gravimétrie peut apporter une validation du stock issue de la modélisation pluie débit, validation qui jusque-là est effectuée sur des flux sortants, sans information sur l'état du stock d'eau interne.

La variation de stock d'eau à l'échelle du karst rend compte des tendances observées, mais les trois sites présentent des réponses différentes qui ne sauraient être modélisées par des considérations à l'échelle du karst : on montre ici que l'hétérogénéité dans la dynamique du stockage de l'eau est une réalité. L'utilisation des chroniques de g pour caler des modèles à réservoirs révèle une complexité différente dans la réponse de chaque site. Les variations de g au site BLAQ peuvent être modélisées par un modèle à un seul réservoir, celles au site CANA par un modèle à deux réservoirs, et les

variations à SALV paraissent être les plus complexes, avec la nécessité d'utiliser un modèle incluant quatre réservoirs. De plus, cette modélisation révèle que la présence d'un bâtiment masque les variations de g ayant pour origine des variations de teneur en eau superficielle.

Il s'agit maintenant de clarifier où, au sein des différents horizons du karst, s'opèrent les variations de stock d'eau. Dans l'article précédent, nous avons émis l'hypothèse que ces variations auraient lieu dans la zone épikarstique et/ou dans la zone d'infiltration. Nous allons maintenant vérifier ces hypothèses avec une expérience de gravimétrie différentielle entre la surface et la profondeur du karst.

6. MESURES DIFFÉRENTIELLES DE PESANTEUR ENTRE SURFACE ET PROFONDEUR DU KARST

1. Motivation et résultats principaux

Les variations de g mesurées en surface nous apportent des informations quant aux variations d'épaisseur de lame d'eau équivalente en considérant celle-ci infinie. C'est l'approximation de Bouguer. De plus, de par l'ambiguïté relative à la mesure de la pesanteur, aucune information quant à la profondeur des variations de stock ne peut être tirée de mesures en surface seule. Ainsi, l'hypothèse formulée dans l'article précédent selon laquelle les variations de stock d'eau se feraient principalement dans la zone épikarstique et dans la zone d'infiltration doit être vérifiée. Pour cela, nous avons mis au point une validation gravimétrique. Le principe est le suivant : la différence de gravité est mesurée entre la surface et une profondeur de 60 m de manière répétée dans le temps. A un instant donné, cette différence rend principalement compte de la densité de la matière entre les deux points de mesures. La variation dans le temps de cette différence rendra donc compte des variations de densité sur la profondeur échantillonnée. Sur la période temporelle de ces mesures (~ 2 ans), les variations de densité observées ne peuvent que provenir de la variation de teneur en eau dans la 'tranche' du karst entre les points de mesure.

Ainsi, la comparaison entre les variations de pesanteur en surface et les variations de la différence entre surface et profondeur peut apporter des informations quant à la localisation des variations de stock d'eau. Idéalement, des mesures entre la surface et la profondeur devraient être co-localisés avec les mesures absolues. Dans notre étude, le site de mesure entre surface et profondeur se trouve à 2 km de la station BLAQ, c'est le site BEAU (voir figure 4.11). Il s'agit de l'aven de La Beaumelle.



Figure 6.1 gauche : descente du Scintrex CG-5 vers le fond de l'aven de La Beaumelle, droite : instrument en station au fond de l'aven.

Cet aven a la particularité d'avoir une entrée assez large pour pouvoir y descendre un gravimètre relatif de manière sécurisée, grâce à un système de 'téléphérique' (figure 6.1). Une répétition de mesures en surface et en profondeur est ainsi aisée et permet l'obtention d'une valeur précise de la différence de pesanteur entre la surface et le fond de l'aven.

Cette étude révèle que les variations de g sur les 60 premiers mètres du karst sont comparables à celles observées en surface à BLAQ. Nous avons donc un argument pour proposer que les variations de stock d'eau faisant varier la gravité à BLAQ soient localisées dans les 60 premiers mètres, probablement dans l'épikarst. La comparaison entre les différences de g entre surface et profondeur et le 'GWS', ou l'effet gravimétrique de la variation de stock moyenne sur le karst, nous conduit à soutenir l'hypothèse d'un rôle important de l'épikarst en tant qu'entité principale de stockage de l'eau sur le karst étudié.

Les différences de gravité apportent aussi des informations quand à la densité apparente de la 'tranche' de karst échantillonnée. A partir de cette densité apparente et de la densité de la matrice dolomitique mesurée par nos soins, une gamme de porosités apparentes est alors déterminée. Les 60 premiers mètres du karst sont ainsi caractérisés par une porosité comprise entre 4.8 et 7.3 %. En tenant compte de la structure épikarst - zone d'infiltration, nous discutons la distribution des porosités selon ces horizons. L'existence d'un épikarst à forte porosité au dessus d'une zone d'infiltration à plus faible porosité est alors démontrée, et une relation liant porosité réelle, épaisseur et porosité apparente est établie.

2. Article: Time-lapse surface to depth gravity measurements on a karst system reveal the dominant role of the epikarst as a water storage entity

Time-lapse surface to depth gravity measurements on a karst system reveal the dominant role of the epikarst as a water storage entity

Thomas Jacob¹, Jean Chery¹, Roger Bayer¹, Nicolas Le Moigne¹, Jean-Paul Boy², Philippe Vernant¹, Frédéric Boudin¹

¹ **Géosciences Montpellier**, UMR CNRS/UM2 5243, Université Montpellier II, Montpellier, France

² **Institut de Physique du Globe de Strasbourg**, UMR CNRS/ULP 7516, Université L. Pasteur, Strasbourg, France.

Accepted 2009 January 13, Received 2008 November 26, in original form 2008 August 22

Geophysical Journal International, vol. 177, pp. 347-360

This article is available at www3.interscience.wiley.com

Abridged title: Water storage monitoring from surface to depth gravity measurements

Abstract

In this study we attempt to understand the water storage variations in a karst aquifer on the Larzac Plateau (South of France) using ground-based gravimetry. Surface to 60 m depth gravity measurements are performed three times a year since 2006 down a pothole, in complement to monthly absolute gravity (AG) measurements at three sites. The time variations of the surface to depth gravity differences are compared to the absolute gravity variations. Using a simple Bouguer plate model, we find that the surface to depth (STD) gravity differences are very similar to the absolute gravity variations. The STD gravity differences are then used to determine apparent density values. These integrative density values are compared to measured grain densities from core samples in order to obtain an apparent porosity and saturation change representative of the investigated depth. The apparent porosity ranges from 4.8% to 7.3%. We then discuss on the repartition of the apparent physical properties with respect to the epikarst and infiltration zone karst structures. We argue that AG and STD differences monitor epikarst water storage variations. Within this scope, we discuss the fact that seasonal scale water storage variation occurs predominantly in the epikarst.

Keywords: time variable gravity, permeability and porosity, hydrogeophysics

To cite this article:

Jacob, T., Chery, J., Bayer, R., Le Moigne, N., Boy, J.P., Vernant, P. and Boudin, F., 2009. Time-lapse surface to depth gravity measurements on a karst system reveal the dominant role of the epikarst as a water storage entity. *Geophysical Journal International*, 177: 347-360 doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04118.x.

1. Introduction

The near-surface water content and its variation on continents induce both surface deformation and gravity changes. Therefore, hydrological effects both natural and anthropogenic can be detected by precise geodetic techniques such as space radar interferometry (Amelung *et al.*, 1999), GPS (Burbey, 2003; King *et al.*, 2007), tiltmeters (Dal Moro et Zadro, 1998; Kämpel *et al.*, 2001) and gravimetry (Naujoks *et al.*, 2008). Because modern gravimetric tools reach microgal (10^{-8} m s⁻²) repeatability, they allow detecting water content changes as small as a few cm of equivalent water height. Several gravimetric systems have been used to study hydrological processes. At large scale, space borne gravimetry such as the Gravity Recovery And Climate Experiment (GRACE) allows quantifying with unprecedented accuracy water storage variation of continental scale basins, thus bringing new constraints on global hydrological cycle (Seo *et al.*, 2006). However, μ gal accuracy of GRACE gravity field is limited to wavelengths larger than 1000 km, therefore precluding local hydrological studies. On the ground, superconducting gravimeters offer continuous gravity monitoring (Goodkind, 1999). Because of their high resolution (0.01 μ gal) and nearly continuous sampling, they are well suited to study the local hydrology-induced gravimetric effects such as those due to rainfall, soil moisture, evapotranspiration and water table change on measurement site vicinity (Bower et Courtier, 1998; Kroner, 2001; Takemoto *et al.*, 2002; Abe *et al.*, 2006; Harnisch et Harnisch, 2006; Imanishi *et al.*, 2006; Van Camp *et al.*, 2006b). Unfortunately, superconducting gravimeters have not specifically been set up for hydrological studies but rather for studying geodynamics and Earth's structure (Hinderer et Crossley, 2000).

The FG5 absolute gravity (AG) meter manufactured by Micro-g LaCoste provides 1 μ Gal (10^{-8} m s⁻²) accuracy (Niebauer *et al.*, 1995) and can detect an equivalent of 5 cm water table variation. Despite its lower accuracy compared to superconducting gravimeters, it has the advantage to be portable and therefore allows measurements at different sites of a hydrological basin. This leads to successful detection of water storage variations with a single instrument, especially in complex hydrological situations such as on karst aquifers (Jacob *et al.*, 2008).

In spite of the insights brought by gravimetry to the understanding of the hydrological cycle, all the instruments above can not help solving the depth source. Indeed, the inverse problem of inferring mass distribution at depth is ill-conditioned if only surface gravity measurements are performed. This aspect severely limits the use of gravimetry for hydrological purposes, as it is often desirable to know horizontal but also vertical distribution of water storage variation. To overcome this intrinsic limitation of the gravimetric method, both surface and underground measurements are needed in order to measure the attraction of time-varying perturbing masses (here the water) from above and below.

In this paper, we investigate the time evolution of surface to depth (STD) gravity differences on a karst system using gravity measurements at the surface and at 60 m depth at the base of a pothole using a portable Scintrex CG-5 Autograv relative gravimeter. On the studied karst system, AG measurements are performed on a monthly basis at three sites since January 2006. Observed gravity variations have

been linked to water storage variations within the karst through mass balance modelling (Jacob *et al.*, 2008). One of the aims of this paper is to determine at what depth within the karst water storage variations occur. Indeed, previous hydrochemistry studies (Plagnes, 1997) invoke the saturated zone as the main storage entity in this karst system. It has however been argued that water storage variations driving AG variations must occur in the unsaturated zone (Jacob *et al.*, 2008). Within the unsaturated zone, the epikarst zone, the uppermost weathered zone of the karst, is of particular interest because it can potentially be a storage entity (Mangin, 1975; Klimchouk, 2004; Williams, 2008). The STD gravity experiment monitors gravity variations related to water storage change within a known depth, which comprises the epikarst. Using a Bouguer plate approximation, we compare the STD differences to AG variations and find that they are of the same order.

We then use the STD gravity measurements to determine apparent physical properties for the investigated depth. We first determine apparent densities derived from STD gravity measurements and compare the latter to grain densities measured from rock samples. In this manner, an apparent porosity range and apparent saturation changes representative of the investigated depth are determined. We then discuss the implications of an epikarst overlying an infiltration zone on porosity, depth and saturation change. Finally, we discuss the fact that AG monitors most water storage variations occurring in the epikarst on the studied karst. A conceptual model of karst functioning is given.

2. The Durzon karst system

The Durzon karst system is located in the Grands Causses area, southern French Massif Central. This aquifer is embedded in a 400 m thick formation of middle to upper Jurassic limestones and dolomites, deposited on top of a 200 m thick upper-Liassic marl formation (Bruxelles, 2001a) (figure 6.2). This latter formation acts as an impermeable barrier which defines the lower limit of the saturated zone of the karst system. Middle Jurassic formations are predominant on the recharge area (see figure 6.2), particularly a 200 m thick dolomite formation of Bathonian age which largely outcrops.

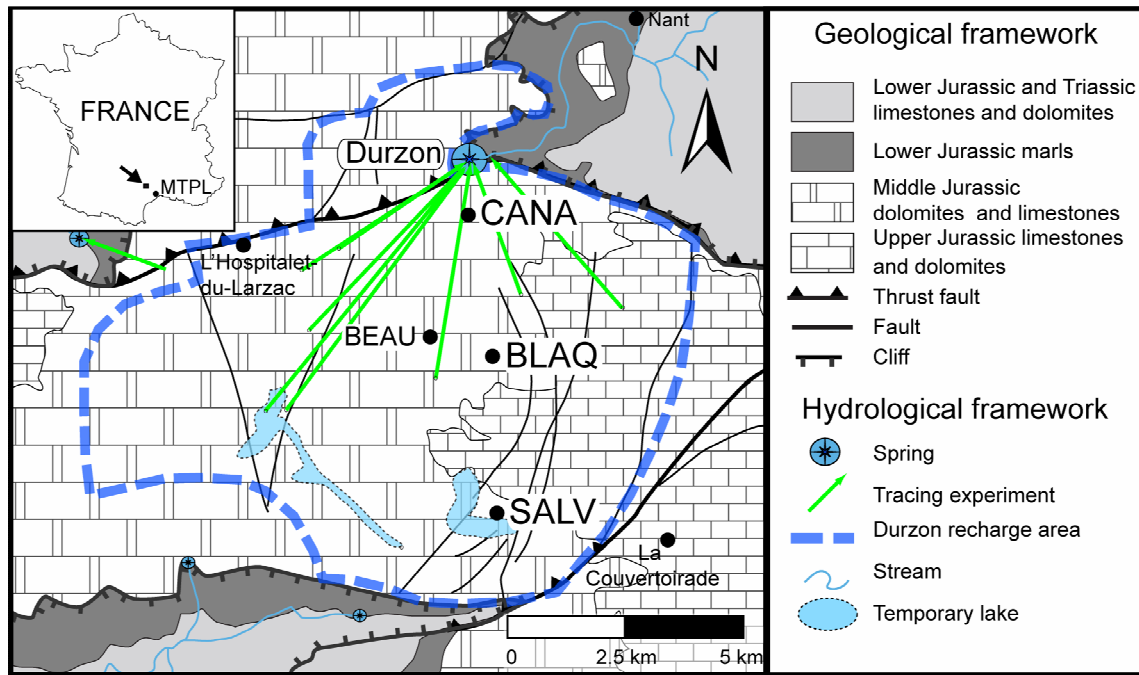


Figure 6.2: Hydrogeological location map of the studied area, modified after Jacob et al., (2008).

Absolute gravity sites CANA, BLAQ, SALV and surface to depth gravity site BEAU are indicated by black dots.

On the Durzon karst aquifer, the main recharge comes from rainfall which infiltrates at the surface of the spring catchment (750 m elevation on average) and the discharge occurs at the Durzon Spring (533 m elevation). Thanks to its monitoring by the Parc National des Grands Causses, this perennial spring is known to have a mean daily discharge of $1.4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (calculated over the 2002-2007 period) with maximum daily discharges reaching $18 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ during high-flow events.

During exceptionally long rainfall periods, temporary lakes (shown in blue in figure 6.2) appear at the south of the recharge area (Plagnes, 1997; Bruxelles, 2001a), their last appearance being in 1996. These lakes reflect that a large amount of precipitation may sometimes exceed the infiltration capacity of the epikarst and infiltration zone towards the saturated zone (Ricard et Bakalowicz, 1996; Plagnes, 1997; Bruxelles, 2001a). The vadose zone, including the epikarst and infiltration zone has therefore a different behaviour in the North and South of the recharge area. It is well-drained in the North, and inefficiently drained in the South (figure 6.2) (Ricard et Bakalowicz, 1996; Bruxelles, 2001b). The STD gravimetric site study is located in a well-drained zone as attested by some deep potholes and caves reaching depth of 60-170 m below the surface.

In agreement with an accepted karst model (Mangin, 1975) the karst system may be horizontally layered into three zones (see Fig. 2): 1) the epikarst zone including both soil and weathered rock has 5-30 m depth. This zone has a high secondary porosity and is expected to be an important water reservoir (Williams, 1983; Williams, 2008) 2) the infiltration zone below is mostly composed of massive rock with penetrative fissures and conduits, therefore making a fast vertical water transfer

possible 3) the saturated or phreatic zone formed by large conduits insures a mostly horizontal water flow to the outlet.

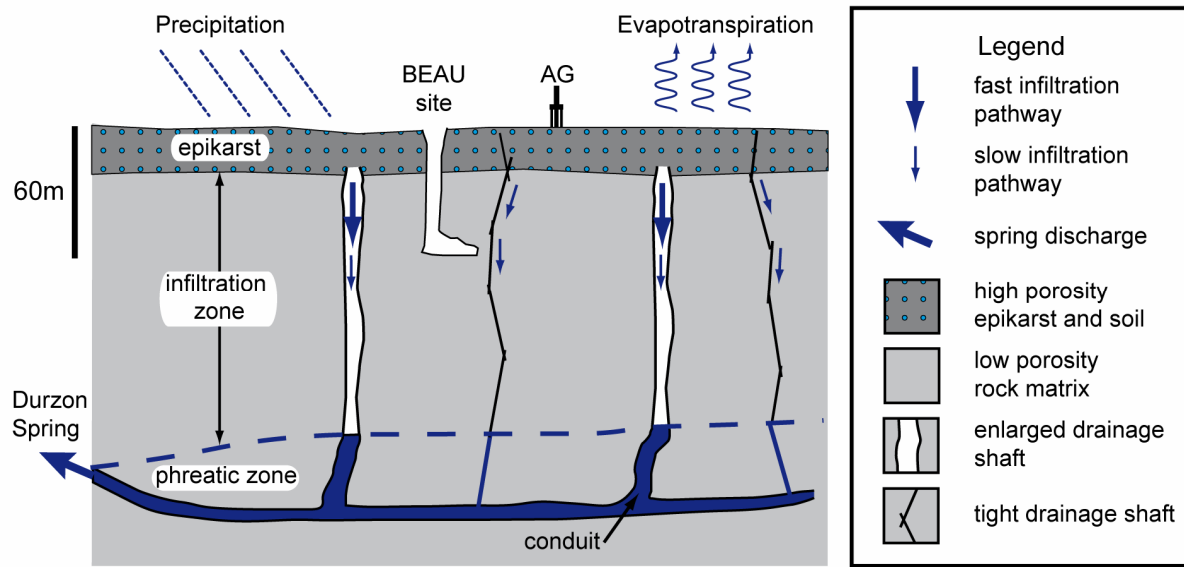


Figure 6.3: Schematic functional diagram of the Durzon karst, showing the main karst structures, see text for explanations. Not to scale for horizontal distances.

Karst spring hydrographs are characterized by high flow events consecutive to important precipitations and a base flow component. High flow events necessitate fast water infiltration to the phreatic zone through enlarged drainage shafts (see figure 6.3) and are generally short-lived. Base flow discharge is sustained by groundwater storage within the karst. This water storage's location differs from karst to karst and lies within the epikarst and/or in the phreatic zone (Bakalowicz, 2005). Surface to depth gravity measurements appear well suited to probe water storage variation in the epikarst.

3. Surface to depth gravity experiment

The surface to depth (STD) gravity experiment consists of measuring the time-lapse gravity difference between the surface and depth at a given site.

3.1. Experimental setup

The experiment site is called La Beaumelle (BEAU) and is located to the North-West of BLAQ site (see figure 6.2). It corresponds to a vertical shaft or pothole 20 m long, 5 m wide and more than 50 m deep and allows an easy descent (see figure 6.4) at this depth. The surface lithology consists of Bathonian-aged homoclinal dolomites. We performed 6 STD measurements between September 2006 and April 2008 (see table 6.1) using a Scintrex CG-5 relative spring gravimeter. We used CG-5#167 for all measurements except t_3 for which we operated #323. Scintrex relative gravimeters have been used in the past for precise microgravimetry surveys (Jousset *et al.*, 2000; Ballu *et al.*, 2003; Bonvalot *et al.*, 2008; Merlet *et al.*, 2008).

The CG-5 instrument has a reading resolution of $1 \mu\text{gal}$ and a repeatability of less than $10 \mu\text{gals}$ (Scintrex limited, 2006). Its gravity sensor is based on a capacitive displacement transducer electrostatic feedback system to detect movements of the fused quartz proof mass and to force the mass back to a null position. The drift of the CG-5 sensor is caused by an unavoidable creep of the quartz spring, whose length under tension increases. For one STD measurement, several occupations of the surface and depth sites are done in order to constrain this drift. Typically, the surface site was occupied between 4 and 5 times and the depth site 3 to 4 times for one STD measurement (see table 6.1). For each occupation of a site, 5 sets of 90 seconds at 6 Hz sampling measurements were performed.

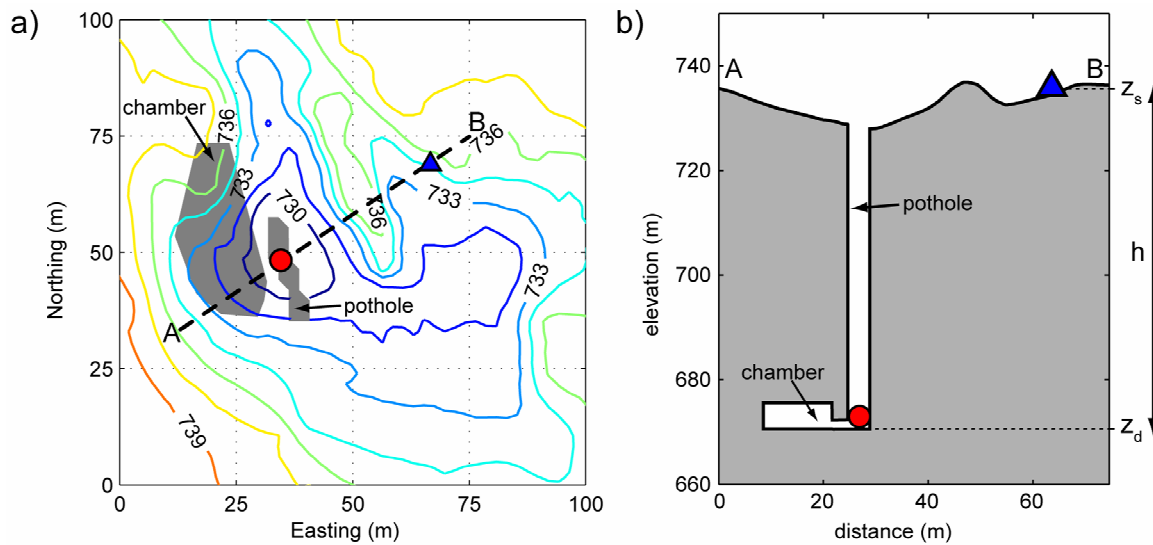


Figure 6.4 : a): Topography surrounding BEAU site. Contour lines are every 1.5 m. Elevations are in meters. Blue triangle: surface measurement site, red circle: depth measurement site. The pothole and chamber are represented in grey. b): Cross-section along line AB, z_s : surface site elevation, z_d : depth site elevation, h : elevation difference between the surface and depth sites, measuring some 60 m.

Special attention was given so that the CG-5 gravity sensor was at a fixed height and location for all STD measurements. This was achieved by fixing the height of the instrument's tripod with a brass ring and carving the rock at the surface and depth sites to fix the tripod location.

3.2. Surface to depth gravity difference evaluation

3.2.1. Data corrections

The gravity measurements are corrected for Earth tides using ETGTAB software (Wenzel, 1996) with the Tamura tidal potential development (Tamura, 1987), ocean loading effects with FES2004 ocean tide model (Lyard *et al.*, 2006) and atmospheric pressure loading using an admittance value of $-0.3 \mu\text{Gal/hPa}$. Atmospheric pressure is measured at SALV station (see figure 6.2) at a 15 mn rate with a 0.1 hPa precision. Polar motion effects are not corrected because they are constant for the surface and

depth site over the time span of one STD measurement (~ 4 hours), and we are looking at the gravity difference between these two sites.

3.2.2. Instrument calibration

As demonstrated by Budetta & Carbonne (1997), Scintrex relative gravimeters need to be regularly calibrated when used to detect small gravity variations over extended periods of time. The calibration correction factor with respect to the instrument calibration constant is constrained by performing calibration line measurements where large known differences in gravity are compared to those measured by the relative gravimeter (Debeglia et Dupont, 2002). Figure 6.5 shows the calibration factor change for CG-5 #167, calculated from various calibration lines. The Scintrex calibration line is known as the Orangeville calibration line and is located in Ontario, Canada. It spans 119 mgals between 5 stations over a 70 km distance (Scintrex limited, 2006). The accuracy on the calibration factor is 10^{-4} . The Aigoual calibration line is composed of 3 stations between Montpellier and Mont Aigoual, South of France, spanning more than 300 mgals. The accuracy on the calibration is also 10^{-4} . The Larzac calibration line is between the three absolute gravity stations CANA, BLAQ and SALV, spanning some 20 mgals. The calibration factor is calculated for gravity surveys composed of 40 stations including the three AG stations BLAQ, CANA and SALV. Its accuracy is also 10^{-4} , due to the strong ties between the stations (Jacob, unpublished results). Following Budetta & Carbonne (1997), a second degree polynomial was fitted to the data. The evolution of the calibration factor is of one part in a thousand over a two year period.

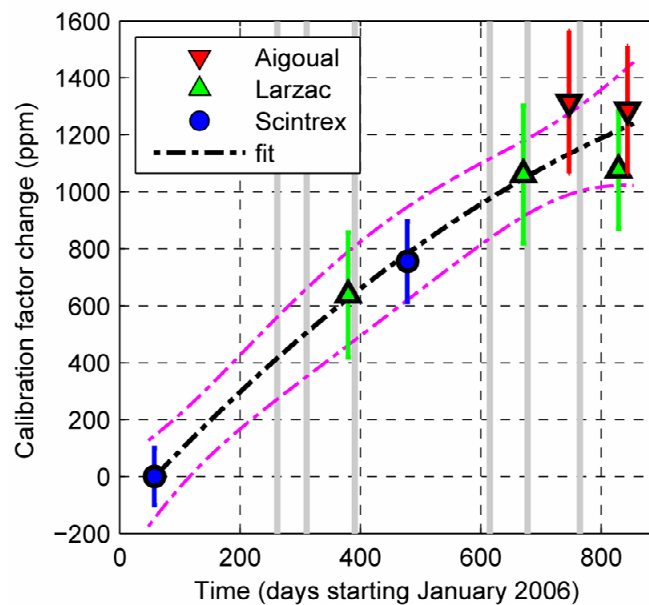


Figure 6.5 : Evolution of the calibration factor for CG-5 #167, grey lines represent the BEAU measurement dates; purple dashed lines represent the 95% confidence interval of the fit.

The polynomial fit is used to obtain the calibration correction factor during the BEAU site measurement periods. The interpolated calibration factor for each measurement period is shown in table 6.1. Taking into account the calibration factor evolution yields μgal order differences on the surface to depth gravity difference ΔSTDg . Furthermore, the error of the calibration factor change does not significantly affect the corrected ΔSTDg . Because no calibration data is available for CG5 #323, we consider a calibration correction factor of 1.

3.2.3. Least-square adjustment

The gravity difference between the surface and depth ΔSTDg for one time period is obtained in the following manner. The instrumental drift is assumed linear due to the short time span of the measurements (~ 4 hours). The surface and depth measurements can be expressed as the sum of a linear drift and a constant, forming the following observation equations:

$$C_f(m_s)_i + v_i = Dt_i + Ks \quad (6.1)$$

$$C_f(m_d)_j + v_j = Dt_j + Kd \quad (6.2)$$

where C_f is the calibration correction factor, $(m_s)_i$ the surface gravity reading at time i in mGal , $(m_d)_j$ the depth reading at time j in mGal , v_i and v_j the residuals, D the drift in mgal/s , Ks and Kd constants in mGal . These constants equate to the surface and depth gravity value g_s and g_d plus the same constant. $Ks-Kd$ therefore yields the STD gravity difference ΔSTDg .

The matrix representation of the observation equations for n gravity readings is:

$$\mathbf{L} + \mathbf{V} = \mathbf{A}\mathbf{X} \quad (6.3)$$

where \mathbf{L} is a $n \times 1$ vector of relative gravity readings with a weight matrix \mathbf{P} given by the inverse of the variance of the measurements, \mathbf{V} is the $n \times 1$ matrix of residuals, \mathbf{A} is the design matrix and \mathbf{X} is a 3×1 vector of unknowns, ie the drift D and the constants Ks and Kd . The variance for one 90 s gravity reading is the square of its standard error, which reflects the amount of micro-seismicity during the reading. Additional errors come from inaccurate gravity corrections and instrument setup.

The surface to depth gravity difference ΔSTDg equates to the difference between Ks and Kd . Because Ks and Kd are not independent but linked by the drift variable D , the standard deviation σ_{STD} of the surface to depth gravity difference is:

$$\sigma_{STD} = \sqrt{\sigma_{Ks}^2 + \sigma_{Kd}^2 - 2\sigma_{Ks-Kd}^2} \quad (6.4)$$

where σ_{Ks}^2 and σ_{Kd}^2 are the variances of Ks and Kd and σ_{Ks-Kd}^2 is the covariance between Ks and Kd given by the a posteriori covariance matrix from the least-square adjustment. To account for the calibration correction factor error of 10^{-4} , 0.001 mgal is quadratically added to σ_{STD} .

Table 6.1 summarizes the results.

date	Surface occup.	Depth occup	Calibration correction factor	Δ_{STDg} (mGal)	σ_{STD} (mGal)	RMS residuals (mGal)
t_0 : 19/09/06	4	3	1.00042	-5.8924	0.0015	0.0031
t_1 : 07/11/06	5	4	1.00051	-5.8664	0.0015	0.0037
t_2 : 26/01/07	4	3	1.00065	-5.8732	0.0012	0.0021
t_3 : 07/09/07	5	4	1.00000	-5.8865	0.0024	0.0074
t_4 : 09/11/07	4	3	1.00030	-5.8835	0.0012	0.0019
t_5 : 04/02/08	4	3	1.00040	-5.8608	0.0012	0.0018

Table 6.1: Results of the least square inversion for the different time periods

σ_{STD} for measurement at time t_3 is high. This is due to the fact that the repeatability of CG-5 #323 is not as good as that of CG-5 #167. Figure 6.6 shows the gravimeter readings and the least-square adjusted linear trends as well as the residuals from these trends for measurement period t_4 . The small dispersion of the residuals (less than 0.005 mgals) illustrates the good quality of the gravity readings and hence the robustness of the surface to depth gravity difference determination.

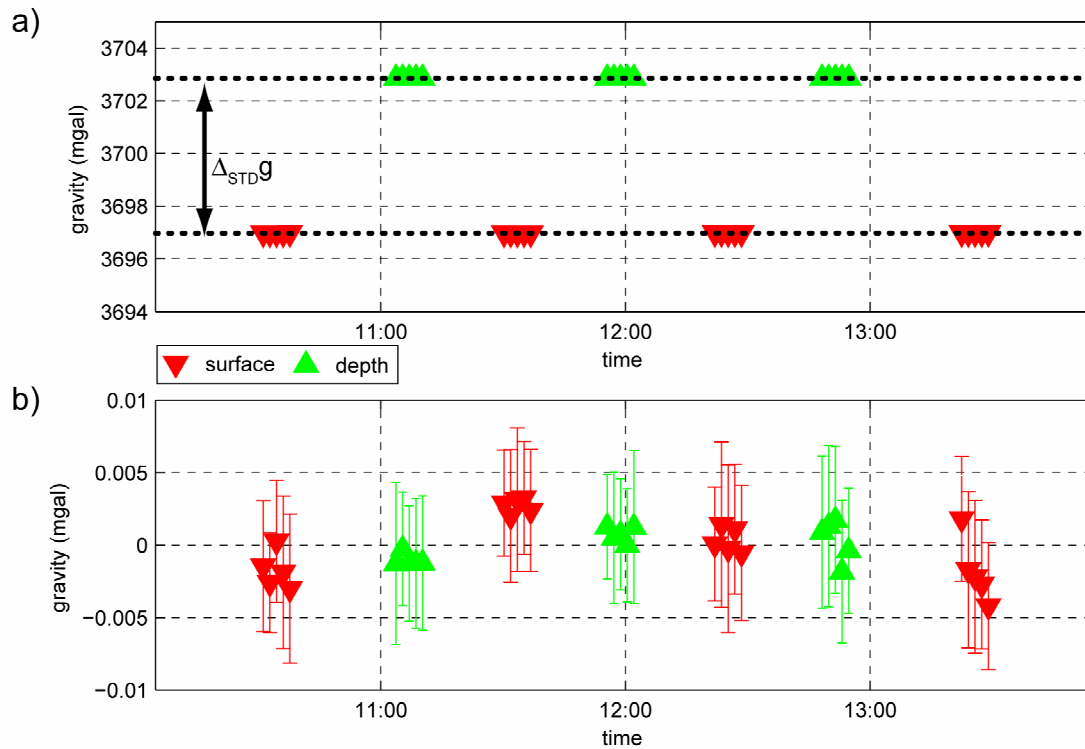


Figure 6.6 : a) Gravimeter readings corrected for the classic corrections (see text) at time t_4 , dotted lines mark the linear trends fitted to the data, b) Residuals of the fit for this measurement. Error bars represent the standard errors of the 90 s gravity readings.

The Δ_{STDg} values show significant variations ranging from -5.8608 mGal to -5.8924 mGal. These variations are now interpreted.

3.3. Interpretation

3.3.1. Vertical gravity differences from a homogeneous layered model

The following hypotheses are made in order to interpret the ΔSTDg variations. We assume the sedimentary formations between the two measurement sites to be horizontal and of uniform density ρ_{app} , and that water storage and its variations occur homogeneously within these beds. The density structure of the rock mass below the depth site is assumed to be uniform of density ρ . Let g_s and g_d be the gravity value respectively at the surface and at depth at heights z_s and z_d (see figure 6.4). We define h as the height difference between the two sites.

The surface and depth gravity g_s and g_d corrected for all known tidal, polar motion and atmospheric effects can be expressed in the following manner:

$$g_s = 2\pi G \rho_{app} h + 2\pi G \rho z_d + T_s + z_s \text{grad}(g_0) + g_0(\phi_s) + \Delta g_B(z_s) + g_{LW}^s \quad (6.5)$$

$$g_d = -2\pi G \rho_{app} h + 2\pi G \rho z_d + T_d + z_d \text{grad}(g_0) + g_0(\phi_d) + \Delta g_B(z_d) + g_{LW}^d \quad (6.6)$$

where G is the universal gravitational constant, ρ the density of the beds, T_s and T_d the terrain effects for the surface and depth sites, $\text{grad}(g_0)$ the vertical normal gravity gradient known as the free-air gradient, $g_0(\phi_s)$ and $g_0(\phi_d)$ the normal gravity for the surface and depth sites at latitudes ϕ_s and ϕ_d , Δg_B the Bouguer anomaly, g_{LW}^d and g_{LW}^s the long wavelength effect of global hydrology.

The Bouguer gravity anomaly is caused by spatial variations in the gravity field mainly induced by lateral variations in the density and thickness of the Earth's crust. The long wavelength effect of global hydrology is dominated by surface deformation induced by hydrological continental loading. Over the pothole depth, the vertical deformation induced by hydrological loading is constant. We therefore consider the long wavelength gravity effects due to global hydrology to be constant over the pothole depth. The surface to depth gravity difference ΔSTDg can therefore be expressed as follows:

$$\Delta_{STD}g = 4\pi G \rho_{app} h + \Delta_{STD}T + h \text{grad}(g_0) + \Delta_{STD}g_0(\phi) + \Delta_{STD}\Delta g_B \quad (6.7)$$

where $\Delta_{STD}T$ is the difference in terrain effect between surface and depth sites, $\Delta_{STD}g_0(\phi)$ the change in gravity due to the latitude difference and $\Delta_{STD}\Delta g_B$ the difference in Bouguer anomaly between the two sites. These terms are explicitly described and determined in section 5.1.2 to 5.1.4.

Let us now consider the time-evolution of the terms of equation (6.7). The free air gradient and normal gravity are constant with time. The height difference h can also be considered time independent. The time evolution of $\Delta_{STD}T$ is negligible for two reasons. Firstly, topography does not evolve over the studied time period. Secondly, taking into account the density evolution due to water storage variation (see table 6.4) yields a negligible time evolution of $\Delta_{STD}T$ (< 0.001 mgal). Finally, the time evolution of $\Delta_{STD}\Delta g_B$ can also be considered negligible, as homogenous water storage variations within the plate are invoked.

Therefore, the evolution of $\Delta_{STD}g$ over time period δt is:

$$\Delta_{\delta t} \Delta_{STD} g = 4\pi G \Delta_{\delta t} \rho_{app} h \quad (6.8)$$

where $\Delta_{\delta t} \rho_{app}$ is the apparent density change over time δt within height h .

Hence $\Delta_{\delta t} \Delta_{STD} g$ equates to twice the Bouguer attraction of a plate of density $\Delta_{\delta t} \rho_{app}$ and height h . The time evolution of the density between the two measurement sites can therefore be monitored.

Under the hypothesis that water storage and its variation is uniformly spread out, the evolution of plate density with time can only be attributed to variations in the amount of stored water within that plate. Processes that have an effect on the density of carbonates, such as dissolution and erosion, can be discarded because they occur over much longer time periods.

Let $\Delta_{\delta t} \Delta_{STD} l$ be the equivalent water level change over time δt within height h . $\Delta_{\delta t} \Delta_{STD} l$ induces the density change $\Delta_{\delta t} \rho_{STD}$. The time-evolution of $\Delta_{STD} g$ can therefore also be expressed in the following manner:

$$\Delta_{\delta t} \Delta_{STD} g = 4\pi G \rho_w \Delta_{\delta t} \Delta_{STD} l \quad (6.9)$$

where ρ_w is the water density and $\Delta_{\delta t} \Delta_{STD} l$ the equivalent water level change over time δt within height h . The time lapse STD gravity difference monitors the equivalent water level change within the known depth h . The detection of water storage change is facilitated because the time evolution of STD gravity differences senses twice the Bouguer plate effect of these water storage changes. Furthermore, 90% of the gravity effect felt by $\Delta_{\delta t} \Delta_{STD} g$ is derived from within five times the vertical separation between measurement sites (McCulloh, 1965). This means that 90% of the gravity effect comes from a cylinder with ~ 300 m radius and height h .

4. Comparison to surface absolute gravity measurements

Absolute gravity is monitored on the karst system at three sites with monthly measurements: CANA, BLAQ and SALV (see figure 6.2) at respectively 693 m, 773 m and 749 m elevation. A detailed description of these measurements is done in (Jacob *et al.*, 2008). In order to obtain a gravity signal related exclusively to local hydrological changes, the regional or long wavelength contribution of hydrology has to be removed. Regional hydrology-induced gravity changes are corrected for using the European Center for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF, www.ecmwf.int) soil moisture model and snow model (Viterbo et Beljaars, 1995). This is done by convolving surface mass distribution associated to soil moisture with the Green's functions associated to Newtonian and deformation effects. The amplitude of the corrected signal is 2 μ gals at most; as shown in Jacob *et al.* (2008). A mass balance model taking into account rainfall, actual evapotranspiration and spring discharge yields the average water stock in the karst system for daily time steps. Precipitation is measured at BLAQ station at quarter-hourly time steps, daily actual evapotranspiration is calculated using Penmann-Monteith's formula (Penman, 1948) for daily potential evapotranspiration scaled by Turc's yearly total actual evapotranspiration (Turc, 1961) (see Jacob *et al.*, 2008). This water stock is then converted into a gravimetric water stock (GWS) using a Bouguer plate approximation which can

then be compared to the AG variations. The GWS plotted on figure 6.7 reasonably accounts for the observed AG variations. However, SALV gravity is systematically higher than that of the other AG sites and the GWS, this site is therefore interpreted as a preferential water storage zone (Jacob *et al.*, 2008). The AG variations at the three karst sites are shown in figure 6.7.

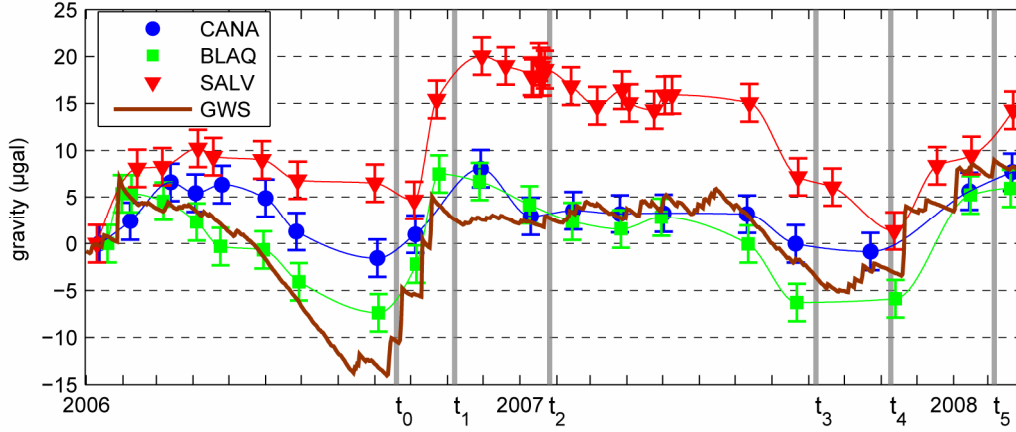


Figure 6.7 : Absolute gravity variations corrected for the regional contribution of hydrology calculated from ECMWF model at the three karst sites. The gravimetric water stock (GWS) from the mass balance modelling is represented. Dates of the surface to depth experiments are marked from t_0 to t_5

Within the homogeneous layered model (see section 3.3.1), a surface AG change over time δt corrected for global hydrology is:

$$\Delta_{\delta t} g_{AG} = 2\pi G \rho_w \Delta_{\delta t} l_{AG} \quad (6.10)$$

where $\Delta_{\delta t} l_{AG}$ is the equivalent water height change occurring beneath the gravimeter over an undetermined depth interval. Surface time-lapse absolute gravity therefore yields information on the amplitude of water storage variation, it can however not determine at which depth these variations occur.

STD gravity differences are compared to the AG values and GWS for the same time periods (see figure 6.8). AG values for the STD time periods t_0 to t_5 are interpolated using a Piecewise Cubic Hermite interpolating polynomial shown in figure 6.7. Error bars on the estimated AG values are evaluated to 3 μgal s. Correlation between $\Delta_{STD}g$ and both AG measurements and GWS is now examined. Linear trends are least-square adjusted to the data sets (see figure 6.8). The fit parameters are shown in table 6.2.

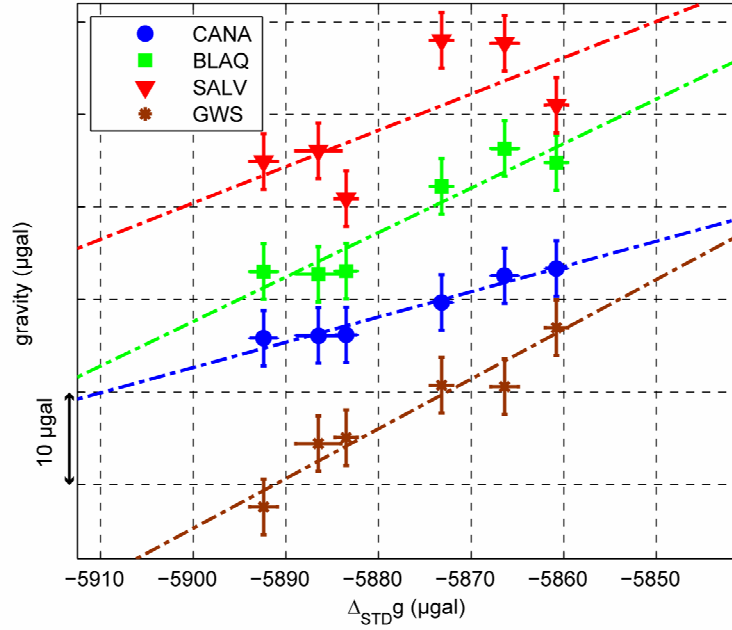


Figure 6.8: Surface to depth gravity differences compared to AG values and GWS for the same time periods. AG and GWS are shifted along the y-axis for legibility. Dashed lines: linear fits to the data.

	<i>Slope s</i>	<i>σ_{slope}</i>	<i>R²</i>
CANA	0.273	0.013	0.95
BLAQ	0.481	0.037	0.89
SALV	0.392	0.087	0.49
GWS	0.537	0.031	0.93

Table 6.2: fit parameters between $\Delta_{STD}g$ and AG values and GWS. R^2 is the coefficient of determination.

The best correlation between AG sites and STD measurements occur at sites CANA followed by BLAQ. Moderate correlation is observed between SALV and $\Delta_{STD}g$. GWS and $\Delta_{STD}g$ show good correlation. The slope s of the linear trends between AG, GWS and $\Delta_{STD}g$ and is of prime interest. Indeed, this slope is the ratio between equations (6.10) and (6.9):

$$s = 0.5 \Delta_{\delta t} l_{AG} / \Delta_{\delta t} \Delta_{STD} l \quad (6.11)$$

Therefore s equates to half the ratio of the equivalent water level change at an AG site over an undetermined depth to the equivalent water level change at BEAU within height h . The slope s is smaller than 0.5 for CANA AG, therefore $\Delta_{\delta t} l_{CANA} < \Delta_{\delta t} \Delta_{STD} l$. Water storage variations are therefore lower at CANA than at BEAU site. The slope s is smaller than 0.5 for SALV AG, however, poor data set correlation precludes to infer a simple water storage relationship between BEAU and SALV sites. For BLAQ AG and GWS, $s \sim 0.5$, therefore $\Delta_{\delta t} \Delta_{STD} l \sim \Delta_{\delta t} l_{BLAQ}$ and $\Delta_{\delta t} \Delta_{STD} l \sim \Delta_{\delta t} l_{GWS}$. Water storage

variations at BEAU site are similar to those at BLAQ site and also to those of the gravimetric water stock. The implications of these findings will be discussed in section 6.2.

5. Mean reservoir properties from STD gravity and core sample measurements

The aim of this section is to determine mean porosities and saturation changes for the investigated depth from STD gravity measurements and core sample measurements. All physical properties derived from STD gravity will be referred to as ‘apparent’ properties. Apparent densities are first determined, then core samples are analysed in order to obtain the grain density. The apparent porosity is obtained from the comparison of apparent and grain density.

5.1. Apparent density determination

The gravity difference between two depths can be used to determine the apparent density structure between these depths, assuming that the homogeneous layered approximation discussed in section 3.3.1 is valid. This technique has been used in mine shafts (Hussain *et al.*, 1981) and in boreholes (LaFehr, 1983; Kasameyer et Hearst, 1988). The apparent density derived from $\Delta_{STD}g$ is obtained from equation (6.7), using the fact that the terrain effect is a linear function of density:

$$T(\rho) = \rho T(\rho = 1) \quad (6.12)$$

$$\rho_{app}(t) = (\Delta_{STD}g(t) - hgrad(g_0) - \Delta g_0(\phi) - \Delta_{STD}g_B) / (4\pi Gh + \Delta_{STD}T(\rho = 1)) \quad (6.13)$$

This apparent density is that of the slab between the two measurement sites, therefore corresponding to a mean density representative of a large volume of rock. The apparent density determination needs the precise evaluation of following terms (see eq. (6.13)) : the height h between the two sites, the difference in topographic effects $\Delta_{STD}T$ between surface and depth sites, the latitude dependent term $\Delta g_0(\phi)$ and the Bouguer term which will be expressed in terms of gravity gradient.

5.1.1. Height determination

The difference in height between the surface and depth site was acquired using a combination of three techniques: geometrical leveling, measuring tapes and water tubes. We measure the height difference h between the surface and depth site to be 63.685 m, with an estimated measurement error of 0.2 m.

5.1.2. Terrain effect calculation

The terrain effects T_s and T_d from equations (6.5) and (6.6) need to be calculated in order to relate to a Bouguer plate of thickness h . The stations surrounding topography has a critical effect on the terrain effects (Nowel, 1999), and therefore a digital elevation model (DEM) based on a real time kinematic GPS survey is used to calculate terrain effects. This DEM covers an area 100m around the stations with 1 m grid spacing. The topography further away is taken from the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) data (Farr et Kobrick, 2000) (<http://www.jpl.nasa.gov/srtm/>) with a 3 arc-second grid. The pothole and a chamber adjacent to the pothole (see figure 6.4) contribute to the local terrain effects. The dimensions of the chamber were measured using a compass and a measuring tape with a

2% precision, and its average height was evaluated to 6 m. The topography, fault, and chamber were triangulated, and the gravitational effects were calculated using Okabe's analytical solution (Okabe, 1979) for triangular prisms. The evaluation of the errors on the terrain effects due to chamber and pothole dimension and shape was done by adding a normally distributed random noise to these structures' boundaries. One thousand computations were performed to determine an average error. A 2 m and 1 m standard deviation noise was added to respectively the chamber and pothole boundaries. Results are shown in table 6.3.

The terrain effect was calculated to within 22 km of the sites; terrain effects further away were not calculated because they are constant for the surface and depth sites. The following table summarizes the different contributions of the topographic effects calculated with a 2600 kg m^{-3} density. Due to the linearity of terrain effects with density (eq. (6.12)), these effects can be obtained for any density.

	<i>terrain effects (mgal)</i>	<i>Chamber and pothole (mgal)</i>	<i>Std. Dev Chamber</i>	<i>Total (mgal)</i>	<i>Difference (mgal)</i>	<i>error (mgal)</i>
surface	-0.231	-0.027	0.029	-0.258		
depth	-0.648	0.439	0.057	-0.209	-0.050	0.058

Table 6.3: results for the terrain effects and chamber and pothole effects on both sites

Terrain effects are larger for the depth site because the topography above the surface site induces a larger attraction on the depth site than on the surface site. Indeed, being on a plateau, the surface site is at the same level with the surrounding topography, hence there is little deviation from the Bouguer plate hypothesis. By contrast, the depth site does sense the deviation from the upper boundary of the Bouguer plate much better, leading to a larger correction. The chamber and pothole have a very large effect on the depth site because it is located within the bottom of the pothole. The standard deviation associated to the pothole and chamber dimension uncertainties are consequently large for the depth site (see

table 6.2). Therefore, for a density of 2600 kg m^{-3} , the difference between the surface and depth sites for terrain correction equates to $-0.050 \text{ mGal} \pm 0.058 \text{ mGal}$.

5.1.3. Latitude dependent term

The surface and depth sites are 20.32 m apart in the North-South direction (see figure 6.4a) which equates to a normal gravity difference of 0.0166 mGal , calculated with the Gravity Formula for Geodetic Reference System 1980.

5.1.4. Bouguer anomaly term

Following Kasameyer and Hearst (1988) , we evaluate the Bouguer anomaly term in terms of anomalous gravity gradient. We define the regional masses to be those distant enough that their effect on the gradient is constant over the depth of the pothole. This regional gradient is none other than the vertical gradient derived from Bouguer anomalies. The Bouguer anomalies and associated gravity

gradient were obtained from the Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM, (Martelet *et al.*, 2002)). The studied area is located in a broad negative Bouguer anomaly, and therefore the associated gradient is very weak, it equates to $-0.00036 \text{ mGal m}^{-1}$. Hence, the gradient at BEAU site equates to the free air gradient $-0.30860 \text{ mGal m}^{-1}$ and the Bouguer anomalies derived gradient, yielding a vertical gradient of $-0.30896 \text{ mGal m}^{-1}$.

5.1.5. Results

The apparent density for each Δ_{STDG} measurement is calculated taking into account all corrections (eq. (6.13)); it is also calculated discarding the pothole and chamber effects. Results are summarized in table 6.4.

<i>date</i>	Δ_{STDG} (mgal)	ρ_{app} (kg m ⁻³)	ρ_{app} no pothole (kg m ⁻³)
t₀ : 19/09/06	-5.8924	2589	2498
t₁ : 07/11/06	-5.8664	2593	2503
t₂ : 26/01/07	-5.8732	2592	2501
t₃ : 07/09/07	-5.8865	2590	2499
t₄ : 09/11/07	-5.8835	2590	2500
t₅ : 04/02/08	-5.8608	2594	2504
mean	-5.8771	2591	2501

Table 6.4: calculated apparent densities as a function of time

The apparent densities range from 2589 to 2594 kg m⁻³ with a mean apparent density of 2591 kg m⁻³ when taking into account all corrections. When the pothole and chamber effects are discarded, the mean density is 2501 kg m⁻³. It is normal that the apparent density excluding pothole and chamber corrections is smaller than that including all corrections. Indeed, the air-filled volumes of the pothole and chamber contribute to lowering the overall density structure between surface and depth sites. By correcting for pothole and chamber effect, the apparent density is representative of the rock mass excluding these known air-filled cavities.

With the uncertainties described in sections 5.1 to 5.4, the error budget on the apparent density calculation is evaluated to 22 kg m⁻³, mainly due to the error on the terrain effects. Indeed, for the apparent densities excluding pothole and chamber, the error falls to 8 kg m⁻³.

As discussed in section 3.3.1 and 3.3.2, the time-lapse gravity evolution senses the water storage variations within the investigated depth. These water storage variations have a direct impact on the evolution of the apparent density (table 6.3).

5.2. Core Sample porosity and density measurements

Fourteen Bathonian dolomite core samples from the surface and 12 from depth were analyzed and their density and porosity measured. The dry mass M_d , the saturated mass M_s and the immersed mass

Mim were weighted with a 10^{-3} g precision. From these three weight measurements, the porosity ω and the grain density ρ_g can be calculated.

$$\omega = (M_s - M_d) / (M_s - M_{im}) \quad (6.14)$$

$$\rho_g = \rho_f M_d / (M_d - M_{im}) \quad (6.15)$$

where ρ_f is the fluid density, evaluated to be 980 kg m^{-3} .

Knowing the porosity and the grain density, one can determine the bulk and dry densities ρ_{bulk} and ρ_{dry} of the core samples, which are respectively the densities of the saturated and dry samples.

Table 6.5 shows the results.

	samples	mean poro	std poro	mean ρ_g	std ρ_g	mean ρ_{bulk}	std ρ_{bulk}	mean ρ_{dry}	std ρ_{dry}
surface	14	9.2	2.7	2729.2	29.2	2569.7	54.4	2477.4	79.2
depth	12	5.5	2.3	2707.9	14.9	2613.4	49.8	2558.0	72.6
total	26	7.5	3.1	2718.5	25.7	2589.9	55.9	2514.6	25.7

Table 6.5 : mean porosities, grain densities, bulk densities and dry densities for the surface, depth and total samples

The surface samples are characterized by a mean grain density and porosity of respectively $2729 \pm 29 \text{ kg m}^{-3}$ and $9.2 \pm 2.7 \%$, and the depth samples have a mean grain density and porosity of $2707.9 \pm 14.9 \text{ kg m}^{-3}$ and $5.5 \pm 2.3 \%$. Each weight measurement is known to $\pm 2.10^{-3}$ g, the error on the porosity therefore ranges between 0.01 and 0.02 % and the error on the densities is inferior to 1 kg m^{-3} . The surface samples are characterized by a higher porosity compared to the depth samples. The higher porosity can be attributed to a more effective weathering at the surface. The mean grain density being larger than the mean apparent density, this demonstrates that an apparent porosity ω_{app} does exist and can be evaluated.

5.3. Apparent porosity and saturation determination

5.3.1. Overview of the measured and calculated densities

The measured core densities and calculated apparent densities are plotted in figure 6.9.

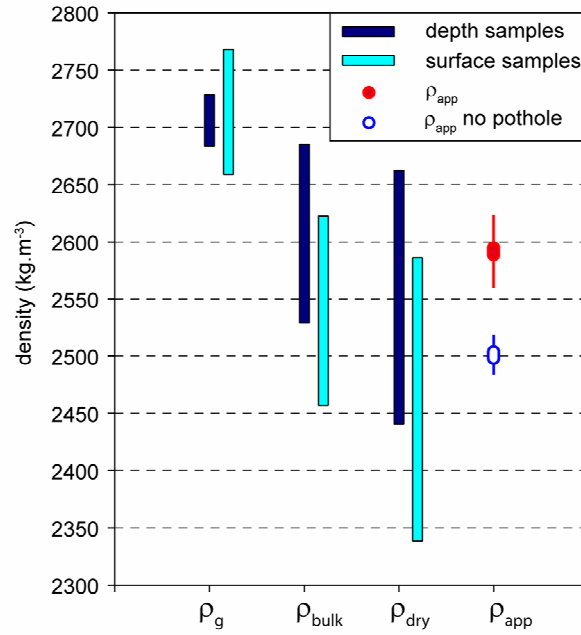


Figure 6.9 : comparison of core samples grain densities ρ_g , bulk densities ρ_{bulk} , dry densities ρ_{dry} and calculated apparent densities ρ_{app} . Density ranges are represented.

The apparent gravimetric density is included into the bulk surface and depth samples density range, this demonstrates that the calculated apparent density is coherent. The grain density for both depth and surface samples is logically some 200 kg m^{-3} larger than the apparent density. The apparent density is closest to bulk density of the depth samples. The mean grain density is now compared to the apparent density to estimate an apparent porosity.

5.3.2. Apparent porosity and saturation change

The apparent density for every time period is compared to the mean grain density measured from rock samples, yielding apparent porosities and apparent saturation changes. Indeed, the apparent density ρ_{app} can be expressed as a function of the grain density ρ_g , the apparent porosity ω_{app} and the void density ρ_v :

$$\rho_{app}(t) = \rho_g(1 - \omega_{app}) + \rho_v(t)\omega_{app} \quad (6.16)$$

The void density is the product of saturation $S(t)$ and water density ρ_w .

$$\rho_v(t) = S(t)\rho_w \quad (6.17)$$

Combining equations (6.16) and (6.17), the apparent porosity ω_{app} can therefore be expressed as follows:

$$\omega_{app}(t) = (\rho_{app}(t) - \rho_g) / (S(t)\rho_w - \rho_g) \quad (6.18)$$

The saturation $S(t)$ is unknown; however its range, between 0 and 1, can be useful to determine a range for the porosity. For an acceptable porosity range ω_{app}^r , an apparent saturation change range $\Delta_{\delta t} S_{app}^r$ over time period δt can thus be retrieved:

$$\Delta_{\delta t} S_{app}^r = (\Delta_{\delta t} \rho_{app} - \rho_g(1 - \omega_{app}^r)) / \rho_w \omega_{app}^r \quad (6.19)$$

where $\Delta_{\delta t} \rho_{app}$ is the apparent density change over time period δt .

The apparent porosity and the degree of pore saturation are unknowns that need to be constrained from equation (6.18). The pore saturation can range between 0 and 1, whether the rock mass is dry or saturated. Table 6.6 shows the ranges in porosities calculated from equation (6.18) for the different time periods for dry and saturated pores.

<i>Time period</i>	<i>Porosity (dry pores)</i>	<i>Porosity (saturated pores)</i>
t_0	4.8	7.6
t_1	4.6	7.3
t_2	4.7	7.4
t_3	4.8	7.5
t_4	4.8	7.5
t_5	4.6	7.3

Table 6.6: ranges for the calculated porosities for the different time periods, considering dry or saturated pores.

Because the porosity does not vary during the studied time period; taking the maximum value from the dry porosities and the minimum value from the saturated porosities yields the acceptable porosity range ω_{app}^r . We find ω_{app}^r to be in the range from 4.8% to 7.3 % for the investigated volume. The errors on these porosity estimates are 1.3 % to 2% for respectively the dry and wet porosities. The apparent porosity range is compared to the depth and surface samples porosities obtained from equation (6.14) in figure 6.10.

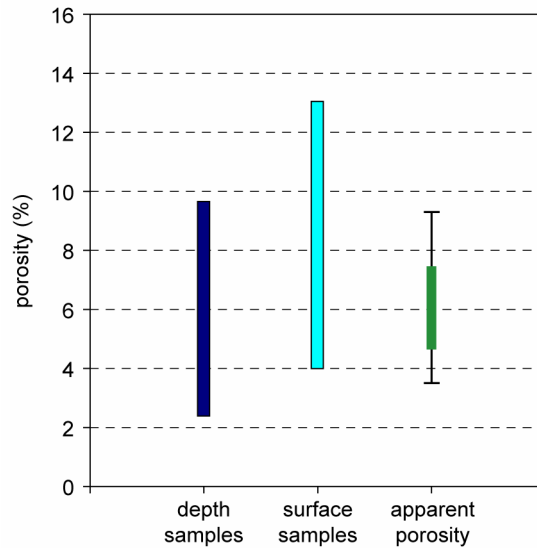


Figure 6.10: comparison of depth and surface samples porosity ranges to the apparent porosity range. Error bars for the minimum and maximum values of the apparent porosity are represented.

The apparent porosity is an integrative value for a 60 m thick volume of rocks, where voids of all scales such as pores, fissures and conduits may have an impact on it. The measured porosities from the core samples are only representative of the sampled rock volumes where pores make up most of the porosity. The sample porosities and the apparent porosity range are not very different (see figure 6.10), this could mean that there are no large unknown open chambers or potholes within 300 m of the measurement sites. Each Δ_{STDG} measurement yields a different porosity to saturation relationship (eq. (6.18)). In figure 6.11a), saturation is represented with respect to apparent porosity for the various time periods. For any given apparent porosity, the saturation change between different time periods can be retrieved over the acceptable porosity range (eq. (6.19)). This is illustrated in figure 6.11b) for consecutive time periods.

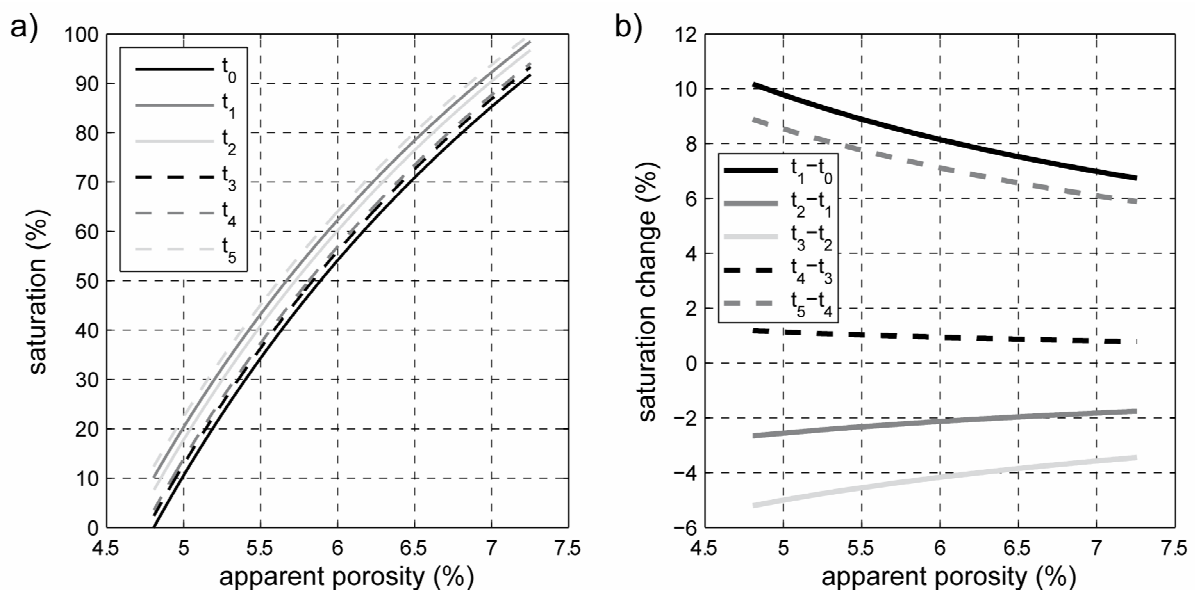


Figure 6.11: a): Saturation with respect to apparent porosity for the various time periods, b): Saturation change over consecutive time periods with respect to apparent porosity.

Over the acceptable porosity range, the saturation change is between 6 and 9 % for recharge periods ($t_0 - t_1$ and $t_4 - t_5$), and can be as low as -3.5 to -5.5% for discharge period t_2 to t_3 (see figure 6.11).

The comparison of the apparent density to the measured grain density yields a likely range of porosities for the investigated volume and a range of saturation change over different time periods.

However, the afore-mentioned physical properties derived from STD gravity are mean values for the investigated depth. We now discuss how the presence of an epikarst overlying an infiltration zone influences the porosity and saturation change within the investigated depth.

6. Discussion

6.1. Porosity and depth of the epikarst

Physical properties derived from the STD gravity method are mean values considered homogeneous over the investigated depth. However, an epikarst structure overlying an infiltration zone are bound to exist within the investigated depth (Mangin, 1975; Williams, 1985). The phreatic zone is thought to lie more than 160 m below the surface, as attested by vertical cave systems reaching it at this depth in the vicinity of BEAU site. The apparent physical properties derived from STD gravity measurements are therefore representative of both the epikarst and the uppermost part of the infiltration zone. The former homogeneous approximation could therefore not be representative of the aquifer structure; it is worthwhile to consider a layered case of an epikarst overlying an infiltration zone (see figure 6.12).

The epikarst, describing a horizon at the top of the vadose zone of a karst aquifer, is characterized by enhanced storage capacity due to its specific soil and rock properties. Indeed, its porosity is thought to be at least one order of magnitude higher than that of the underlying infiltration zone (Klimchouk, 2004; Williams, 2008). Estimates of overall epikarst porosity are few and range between 5-10% (Williams, 1985) and as much as 10-30% (Williams, 2008). However, these values are only speculative and may largely vary following rock type, climatic and other environmental factors. Due to its heterogeneous nature, no direct porosity measurement representative of the epikarst can generally be made. The lower limit of the epikarst also depends on the lithology and geomorphological history (Klimchouk, 2004) and can range between 3 to 30 m or more (Williams, 2008).

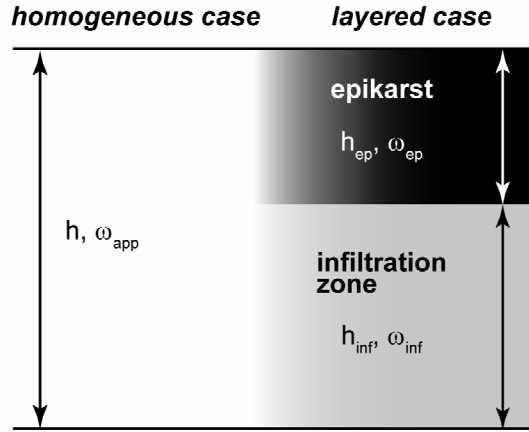


Figure 6.12 : Representation of the investigated depth in a homogeneous and in a layered case. In the homogeneous case, apparent porosity ω_{app} describes the media (see section 4.3.2). The epikarst and infiltration zone make up the layered case, each having their specific thicknesses and porosities.

Using apparent properties derived from the STD gravity experiment, epikarst and infiltration zone heights, porosities and saturation changes are now be discussed.

The apparent porosity is first used to yield information on epikarst porosity ω_{ep} and thickness h_{ep} .

The total void volume within the investigated depth is the sum of epikarst and infiltration zone void volumes, therefore yielding the following equations:

$$h\omega_{app} = h_{ep}\omega_{ep} + h_{inf}\omega_{inf} \quad (6.20)$$

$$h = h_{ep} + h_{inf} \quad (6.21)$$

where h_{inf} and ω_{inf} are the thickness and porosity of the infiltration zone within height h (see figure 6.12). Combining equations (6.20) and (6.21) yields the epikarst height h_{ep} as a function of the normalized porosities Ω_{inf} between ω_{inf} and ω_{app} and Ω_{ep} between ω_{ep} and ω_{app} :

$$h_{ep} = h(1 - \Omega_{inf}) / (\Omega_{ep} - \Omega_{inf}) \quad (6.22)$$

We impose that Ω_{inf} be smaller than unity and that Ω_{ep} be larger than unity, i.e that the infiltration zone and epikarst porosity be respectively smaller and larger than the apparent porosity. This condition accounts for the a priori hydrological knowledge of the epikarst having a higher porosity than that of the infiltration zone (Klimchouk, 2004; Williams, 2008).

Epikarst thickness is plotted in figure 6.13 with respect to Ω_{inf} and Ω_{ep} .

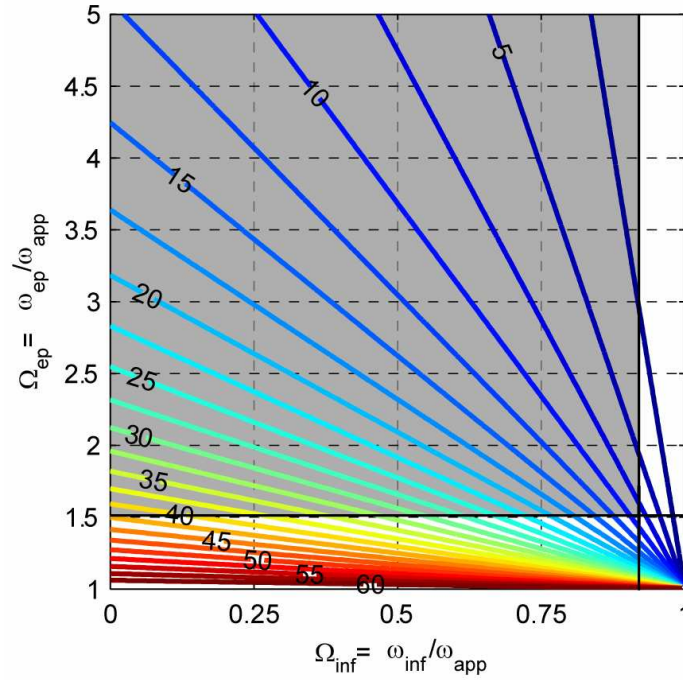


Figure 6.13 : epikarst height h_{ep} as a function of the porosity ratios $\Omega_{ep} = \omega_{ep}/\omega_{app}$ and $\Omega_{inf} = \omega_{inf}/\omega_{app}$. Heights are in meters, and contour lines are every 2.5 m. Black lines represent $\Omega_{ep} = 1.53$ and $\Omega_{inf} = 0.92$, and grey shaded area mark the possible epikarst heights, see text for explanations.

Let us consider that the apparent porosity for the investigated depth is 6%, the mean of the acceptable porosity range. If we consider an epikarst height h_{ep} of 15m and an infiltration zone porosity ω_{inf} of 1.5% i.e $\Omega_{inf} = 0.25$, then $\Omega_{ep} \sim 3.5$ (see figure 6.13), therefore the average epikarst porosity is $\sim 21\%$.

Let us now consider that the surface and depth rock samples yield representative properties for respectively the epikarst and the infiltration zone. Taking the mean values of the measured porosities (see table 6.4.) yields $\Omega_{inf} = 0.92$ and $\Omega_{ep} = 1.53$ which results in an epikarst thickness equal to 8.4 m (see figure 6.13). This thickness is not incoherent with thicknesses from the literature. However, the surface and depth sample porosities can not be considered representative of the epikarst and infiltration zone mean porosities. The epikarst is a very weathered zone, where voids, dissolution widened fissures and high porosity detritic material exist (Bruxelles, 2001b; Williams, 2008). The porosity from the surface samples can therefore be considered as a lower bound for epikarst porosity. The depth cores were sampled within a pothole at the atmosphere-rock interface where weathering occurs. They may be more porous than the average rock mass in the infiltration zone. Because of this, the depth samples porosity may be considered as an upper bound for infiltration zone porosity. The afore-mentioned conditions imply that acceptable epikarst depths lie within the domain defined by $\Omega_{ep} > 1.53$ and $\Omega_{inf} < 0.92$. This is represented in figure 6.13 as grey shaded area. Epikarst depths can not be larger than 42.5 m ($\Omega_{ep} < 1.53$) and lower than 1 m ($\Omega_{inf} > 0.92$).

STD gravity measurements yield apparent densities which, when compared to measured sample grain densities, allow the determination of an apparent porosity range. Coherent epikarst properties such as porosity and depth are then estimated with success.

6.2. Implications on water storage dynamics

We show that water storage variation within the first 60 m of the karst at BEAU site is very similar to that of BLAQ site over an undetermined depth. We shall now argue that the water storage variation at BLAQ site is likely to occur over the same depth interval as that of BEAU site.

Two main arguments are considered.

1. BEAU and BLAQ sites lie in the same central zone of the karst system, separated by less than 2 km (see figure 6.2),
2. Surface lithology is unchanged between the two sites, consisting of Bathonian dolomites having an alteration layer at the surface.

These arguments suggest that karst structure is unchanged between the two sites, and that similar storage properties exist at both sites.

If we assume the existence of a high porosity epikarst overlying a low porosity infiltration zone, it is tempting to conjecture that epikarst is the main storage entity. Indeed, water storage variations and karst features being nearly identical between the two sites, it is plausible that gravity variation at BLAQ site may be driven by epikarst water storage variations. Unfortunately potholes in the vicinity of the other AG sites do not exist, and therefore the results found for BLAQ site can not be confirmed for CANA and SALV sites with certainty. However, epikarst water storage could also be invoked to explain AG variations at CANA and SALV sites. Indeed, AG variations show the same trends at each site, a gravity rise after precipitation, and a gravity decline during drier periods, due to evapotranspiration and deep infiltration (Jacob *et al.*, 2008). Amplitudes of the afore-mentioned mechanisms are however different for each site (see figure 6.8). This may in part be due to the different storage and drainage properties of the epikarst at each site, yet also to different evapotranspired amounts of water at each site.

Accounting for the global water budget on the aquifer (including rainfall, evapotranspiration and spring discharge), the GWS is representative of the time evolution of the average water storage for the karst system as a whole (Jacob *et al.*, 2008). We demonstrate that water storage variation at BEAU site is very similar to that of the GWS (see section 4). This may indicate that water storage variation on the Durzon karst occurs mainly within the STD experiment depth. In other words, our results suggest that the main dynamic storage entity accounting for seasonal scale water storage variations lies within the first 60 m of the karst. It is plausible that the epikarst plays the main storage function, as discussed above. This implies that the phreatic zone does not exhibit significant water storage variations on a seasonal time scale, and that it, along with the infiltration zone, has a transmissive function rather than a storage function. Water seems therefore mostly stored in the epikarst, and once it reaches the base of

the epikarst by leakage, it goes through the infiltration zone to the phreatic zone and ultimately to the spring in a short time. Vertical shafts and fissures in the infiltration zone and drains in the phreatic zone make a fast transfer from the base of the epikarst to the spring possible. Epikarst leakage occurs continuously as long as epikarst storage is not depleted and it contributes to the slow component of the Durzon discharge (base flow). This is materialized as ‘continuous infiltration’ in figure 6.14.

After important precipitation events, fast infiltration occurs which leads to flood events. These events are interpreted by invoking the overflow of the epikarst (Bakalowicz, 2005). As a threshold storage value is reached, the epikarst overflows into vertical shafts of the infiltration zone. This is materialized as ‘fast infiltration’ in figure 6.3 and figure 6.14.

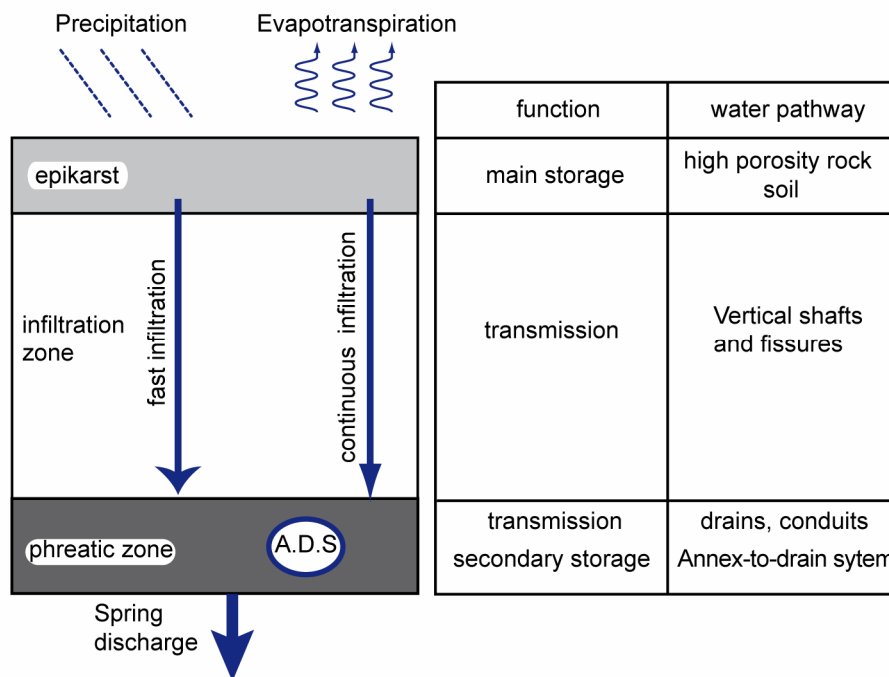


Figure 6.14 : Conceptual model of Durzon karst functioning inferred from gravimetric measurements. A.D.S represents annex to drain systems, see text for explanations

Some authors invoke karst cavities with high head loss connections to the phreatic conduits as important storage entities (Mangin, 1975; Bakalowicz, 2005). These are called annex-to-drain systems (see figure 6.14). Such entities may well exist within the Durzon karst. However, since epikarst storage variation accounts for average storage variation in the karst as a whole, storage variation within these low permeability volumes is small. The storage function of the epikarst is illustrated in other studies, as the one in the Milandre test site, Switzerland, where a study of isotopic data leads to the demonstration of dominantly epikarstic storage as compared to phreatic storage (Perrin *et al.*, 2003b).

7. Conclusion

Vertical time-lapse relative gravity monitoring is a complimentary technique to surface absolute gravity monitoring. Under the assumption that water storage is spatially homogeneous, the time-lapse gravity difference within an investigated depth is representative of water storage variation within this depth. We compare the AG and STD gravity differences and find that they are very similar. Specifically, we find that the STD gravity differences and BLAQ AG variations very closely correspond. The STD gravity differences are used to determine the apparent density of the investigated zone. With the appropriate corrections, apparent densities ranging from 2589 to 2594 kg m⁻³ are calculated for the different measurements. Comparing these densities to measured grain densities from rock samples gives an insight on the average porosity of the first 60 m of the karst. The acceptable porosity range found is from 4.8% to 7.3%. With this porosity range, the pore saturation change for consecutive measurements is calculated. Over the studied time period, strong recharge is materialized by saturation increases of 6 to 9 %, whereas discharge periods show negative saturation changes as low as -5.5%.

We argue that epikarst is an efficient storage entity due to its high porosity. As a consequence, we propose that STD gravity and absolute gravity mostly sense epikarst water storage. We claim that surface AG measurements on a karst system are an effective tool to quantify epikarst water storage variation. Furthermore, the gravimetric water stock, representative of the karst system behaviour as a whole, compares favourably to both the AG time series and the STD gravity differences. We come to the conclusion that on this karst system, the main water storage variation entity is the epikarst, and that the saturated zone only plays a transmissive function, with little water storage variation.

Time-lapse absolute and surface to depth gravity monitoring of a karst system therefore provide original data which enhance the understanding of karst aquifer functioning.

However, it is important to remind that any physical property derived from vertical gravity differences is an average value between the two gravity measurements sites. Therefore, depth variations of density, porosity and saturation can not be determined with certainty. There is no way to discriminate if water storage occurs homogeneously within the investigated depth, or if it is concentrated within the first 20 m or even 10 m. In order to address this matter, several measurement sites at different depths in the pothole are needed, every 10 m or so. This way, the depth interval presenting the highest gravity change should indicate where the water storage variations occur. This could lead to the determination of storage variations with depth. This strategy is similar to that of borehole gravimeters. Indeed, within a borehole, gravity differences can be determined at any depths, and the gravity-derived physical properties can be calculated over much shorter depth intervals, if not continuously as a function of depth.

Acknowledgements

We would like to thank Sebastien Deroussi and Michel Diamant for their advice with the Scintrex relative gravimeters provided by INSU (Institut National des Sciences de l'Univers). This project is

part of the program 'Ecosphère Continentale' (ECCO) funded by the 'Agence Nationale de la Recherche' (ANR). We would like to thank Gilles Barrau for his precious help in getting the gravimeters at the bottom of the pothole and back to the surface. We also would like to express our gratitude towards Didier Loggia and Jeff Ritz for their help on the field and in the laboratory.

3. Discussions complémentaires

3.1. Commentaires additionnels à l'article

Il convient de tempérer les conclusions quant au fonctionnement hydrologique du système karstique faites dans l'article précédent. Nous présentons dans cet article un modèle selon lequel l'essentiel des variations du stock d'eau s'effectuerait dans la zone épikarstique pour le système du Durzon. L'argumentation sus-jacente repose sur la bonne correspondance entre les variations de gravité entre la surface et la profondeur au site BEAU et les variations de g liées au stock d'eau global sur le karst (GWS). La généralisation du stockage épikarstique pour l'ensemble du bassin d'alimentation avéré à BEAU et très probable à BLAQ est ici peut-être un peu rapide. En effet, il faudrait conduire des expériences de mesure différentielles entre la surface et la profondeur à différents endroits du karst, couplées à des mesures absolues en surface, afin de vérifier si les variations de stockage ont bien lieu dans la partie superficielle du karst. De plus, le GWS, de par les incertitudes sur ses termes constitutifs (voir section 5.3.3), est à prendre avec précaution. Ainsi, la bonne correspondance entre le GWS et les variations de g à BLAQ et à BEAU pourrait être le fruit du hasard ; une généralisation à partir de ces observations concordante est tentante mais peut-être hasardeuse.

Finalement, la phrase de l'introduction de l'article: 'Indeed, previous hydrochemistry studies (Plagnes, 1997) invoke the saturated zone as the main storage entity in this karst system' n'est pas totalement exacte. En effet, selon Plagnes, les fortes teneurs en Mg^{2+} dans les eaux du Durzon (voir figure 4.6 section 4.4.2.3) sont acquises dans l'épikarst dolomitique, ce qui démontre un certain temps de résidence dans cet horizon. Néanmoins, elle écrit: 'la zone d'infiltration n'alimente pas, de façon notable, la zone noyée pendant les périodes des basses eaux' (p. 256, (Plagnes, 1997)), ce qu'elle détermine par des considérations géochimiques. Mais, 'la démonstration des processus chimiques qui se déroulent dans la zone noyée des karsts du Larzac n'aurait donc pas été possible avec l'étude des seules sources du Durzon...' (p240, (Plagnes, 1997)). Ainsi, la géochimie des eaux du Durzon ne permet pas de discriminer où s'opère le stockage au sein du système. On retrouve les mêmes ambiguïtés dans (Pinault *et al.*, 2001), dont le modèle inverse basée sur les données de flux chimique n'est pas discriminant pour le Durzon. Les auteurs font néanmoins des hypothèses sur le rôle important de l'épikarst. Ainsi, la phrase dans notre introduction ne reflète que partiellement la pensée de ces auteurs.

3.2. Que 'voit' la différence de gravité entre la surface et la profondeur ?

Dans l'article précédent, nous citons McCulloh (1965), qui a déterminé que 90% de l'effet gravifique entre un point en surface et un point en profondeur provient d'un cylindre dont le rayon est au moins 5 fois supérieur à la distance verticale entre les deux points. Nous proposons ici de vérifier cette affirmation, et de la montrer graphiquement. Il est en effet aisé de calculer l'attraction gravimétrique à l'aplomb et sous un cylindre, de faire varier son rayon et sa hauteur, puis de comparer la différence des

attractions avec celle d'une plaque infinie de même épaisseur. La figure 6.15 illustre ce principe et montre le pourcentage de différence de g entre deux points séparés verticalement de h pour le cas d'un cylindre de rayon R et le cas d'une plaque infinie.

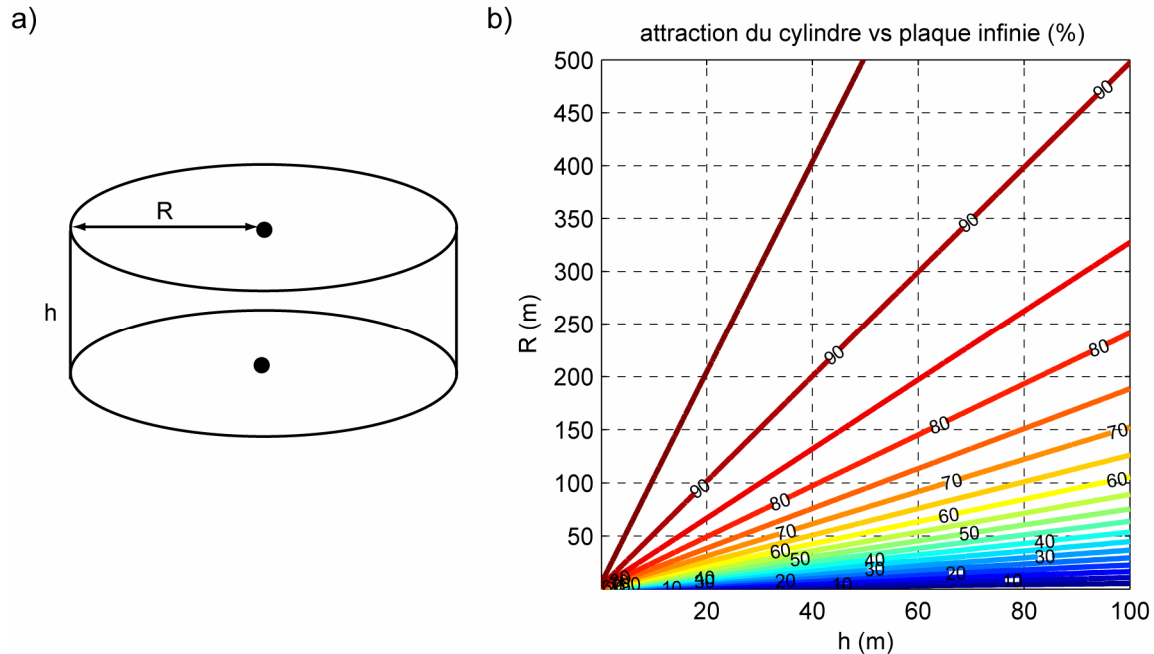


Figure 6.15 a) : configuration d'un cylindre de rayon R et de hauteur h , les points noirs représentent les points de mesure de g , b) rapport en fonction de R et de h entre la différence de g aux deux points pour le cas du cylindre et pour le cas d'une plaque infinie d'épaisseur h .

Ainsi, les couples R et h dont le rapport des différences d'attraction entre un cylindre et une plaque infinie est de 90% forment une droite définie par $R \sim 5 \cdot h$ (figure 6.15b). Cela redémontre l'affirmation de McCulloh.

Dans le cas de notre expérience à la Beaumelle, tout se passe comme si 90% du signal gravimétrique provenait d'un cylindre de hauteur ~ 60 m et de rayon de 300 m. Cela donne une idée de l'aspect intégrateur de la gravimétrie : les densités équivalentes calculées dans l'article sont donc représentative d'un large volume. De même, les variations de teneur en eau décelée par les différences 'surface to depth' sont réparties sur un large volume.

3.3. Variation de saturation et panneaux électriques à la Salvetat

Trois mesures de panneau électrique ont été effectuées dans le champ en face du site de mesure absolu de la Salvetat (voir figure 6.16a), en collaboration avec le laboratoire Hydrosiences Montpellier (P. Brunet). Un même profil a été sondé à différentes périodes : le 30/06/2006 (t_1), le 07/11/06 (t_2) et le 27/03/07 (t_3) (voir figure 6.16b). Les électrodes ont été placées tous les 5 m le long de ce profil, d'une longueur totale de 240 m. Les résistivités déterminées par inversion 2D (méthode de Wenner) sont présentées à la figure 6.16c pour les trois périodes de mesure. On observe ainsi de fortes

hétérogénéités de résistivité: les premiers mètres sont généralement caractérisés par une résistivité faible ($< 1000 \Omega.m$) alors que des zones très résistives ($> 3000 \Omega.m$) ainsi que des zones peu résistives se côtoient en profondeur. Les mêmes grandes structures en résistivité se retrouvent sur les trois profils. Ainsi, les zones fortement résistives peuvent être interprétés comme représentatives de dolomie saine, alors que les zones à faibles résistivités pourraient être des zones plus karstifiées. La structure de l'épikarst pourrait donc ici être observée par sa signature en résistivité.

Des variations de résistivité existent entre les profils : la zone superficielle peu résistive est plus épaisse pour les profils en t_2 et t_3 que pour le profil initial (figure 6.16c). La zone profonde de faible résistivité change aussi de forme. Le premier profil a été effectué en période estivale sèche, les deux suivants ont été faits en périodes automnales et hivernales humides. De plus, les variations de g à SALV indiquent des variations de stock d'eau entre les périodes de mesure (figure 6.16b), la plus forte variation étant entre les deux première périodes. Il apparaît ainsi que les variations de teneur en eau influent sur les résistivités inversées. En effet, la loi d'Archie pour un milieu non saturé s'écrit, en négligeant l'effet des agiles:

$$\rho_r = \frac{\rho_e a}{\phi^m S^n} \quad (6.23)$$

avec ρ_r et ρ_e les résistivités de la roche et de l'eau ($\Omega.m$), a un facteur qui dépend de la lithologie et qui varie entre 0.6 et 2, S la saturation, ϕ la porosité, m le facteur de cimentation (qui varie entre 1.3 pour les sables non consolidés à 2.2 pour les calcaires cimentés) et l'exposant n un facteur dont la valeur est environ de 2 pour la plupart des formations de porosité normale dont la teneur en eau est comprise en 20 et 100 %. La résistivité décroît donc comme le carré de l'augmentation de saturation.

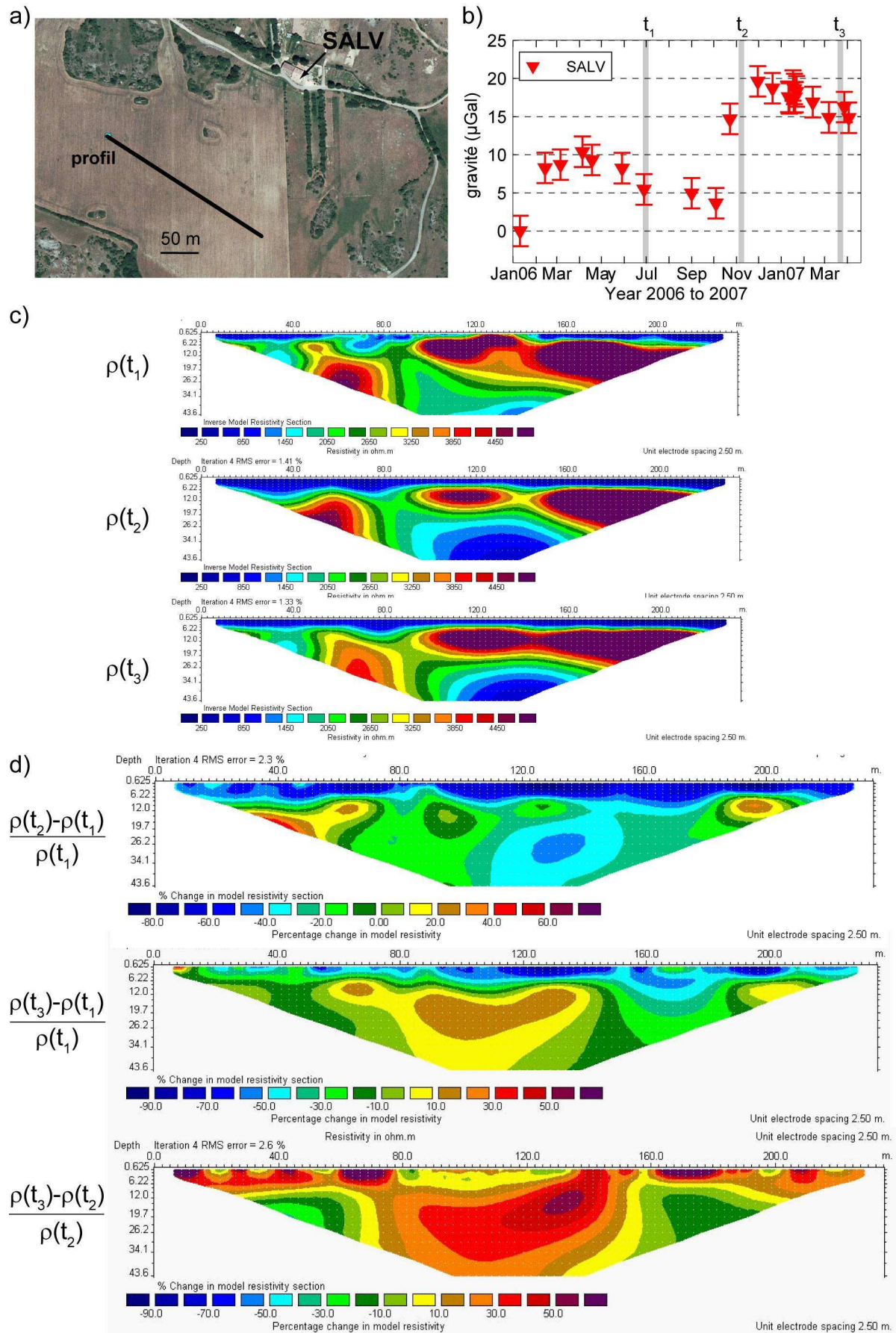


Figure 6.16 :a) Localisation du profil, b) variations de g à SALV et périodes de mesures, c) profils de résistivité inversés (méthode de Wenner), d) variation en pourcentage de résistivité entre les 3 profils.

La figure 6.16c illustre les variations en résistivité entre les trois périodes de mesure sous forme de pourcentages. Entre t_1 et t_2 , on observe que les ~ 10 premiers mètres ont une variation fortement négative en résistivité ($< -40\%$). Cela indique que cet horizon a vu sa saturation croître fortement entre les deux périodes de mesure. Ainsi, ce signal pourrait être le marqueur du remplissage de l'épikarst par l'eau de pluie, ce qui montrerait ainsi le rôle de 'réceptacle' de l'épikarst.

Entre t_1 et t_3 , on observe un signal similaire au précédent sur les 10 premiers mètres, à relier à une augmentation de saturation entre les périodes considérées. Au centre du profil, on observe une variation positive de la résistivité de 10 à 20 %, qui indiquerait une baisse de la saturation. Cette baisse de saturation est difficilement explicable.

Entre t_2 et t_3 , la résistivité augmente fortement dans la sub-surface mais aussi en profondeur. Cela pourrait être à mettre en relation avec une baisse de la saturation générale entre ces périodes. Ici, la vidange des zones impliquées peut être mis en avant pour expliquer cette baisse de saturation.

L'application du panneau électrique de manière répétée dans le temps s'avère ainsi un outil intéressant pour déceler les zones dont la saturation en eau varie. Grâce à cette technique, nous avons pu délimiter une zone dans les 10 premiers mètres dont la variation de saturation, et donc de contenu en eau, varie de manière saisonnière. Il se pourrait donc que l'on ait ainsi mis en évidence le fonctionnement hydrologique de l'épikarst. Cela rejoint et complète les conclusions de l'article précédent quant au rôle important du stockage épikarstique.

4. Conclusion partielle

Dans cette partie, nous avons analysé les différences de g entre la surface et la profondeur du karst selon deux approches. D'une part, les variations dans le temps de ces différences révèlent des variations de stock d'eau sur une hauteur bien déterminée, d'autre part, les propriétés physiques comme la densité et la porosité de la 'tranche' de karst entre les deux points de mesure sont appréhendées. Les aspects dynamiques et statiques des mesures entre la surface et la profondeur sont ainsi exploités. Nous trouvons que les variations de g dans le temps entre surface et profondeur sont deux fois plus importantes que celles mesurées en surface à BLAQ, comme le prédit la théorie si les mêmes variations de stock ont lieu à BLAQ dans le volume échantillonné à BEAUM. Ainsi, il se pourrait que les variations de stock d'eau influençant la gravité à BLAQ aient lieu dans les premiers 60 mètres du karst. Nous discutons le fait que l'épikarst soit l'horizon où ont préférentiellement lieu les variations de stock d'eau à BEAM et à BLAQ. Nous serions tentés de généraliser ce constat à l'ensemble du bassin d'alimentation du Durzon, mais n'avons pas assez d'information pour le faire. Une étude de panneau électrique à SALV montre de fortes variations de saturation dans les 10 premiers mètres, ce qui va dans le sens d'une variation de stockage épikarstique. Le couplage avec des

méthodes géophysiques pour aller plus loin dans l'étude de processus de transfert dans l'épikarst semble prometteur.

L'analyse des différences de g se révèle un outil puissant pour obtenir des propriétés physiques apparentes représentatives d'un grand volume. Ainsi, la porosité de l'épikarst peut être appréhendée.

7. MICROGRAVIMETRIE REPETEE ET HETEROGENEITE SPATIALE DU STOCKAGE

1. Motivation et résultats principaux

Les mesures absolues aux points CANA, BLAQ et SALV révèlent une dynamique de stockage de l'eau particulière à chaque site. L'expérience des mesures différentielles entre surface et profondeur a montré qu'au moins au site BLAQ, l'essentiel des variations de stock d'eau se fait probablement dans la zone épikarstique. En dehors ces trois sites, les variations de stock d'eau demeurent inconnues sur le reste du bassin d'alimentation du Durzon. Nous avons choisi de mesurer les variations de stock d'eau sur une large surface du bassin d'alimentation en optant pour la répétition de levés gravimétriques dans le temps. La variation temporelle et spatiale du stock d'eau peut ainsi être examinée. Plus généralement, toute variation dynamique de densité dans le sous-sol peut être appréhendée par microgravimétrie répétée. Ainsi, cette technique est utilisée en volcanologie pour l'étude de la dynamique des chambres magmatiques (Jousset *et al.*, 2000; Furuya *et al.*, 2003; Bonvalot *et al.*, 2008), en géothermie (Sugihara et Ishido, 2008), pour le suivi des réservoirs d'hydrocarbures (Nooner *et al.*, 2007; Eiken *et al.*, 2008; Hare *et al.*, 2008) ainsi que pour le suivi de variations de stock d'eau (Naujoks *et al.*, 2008; Pool, 2008; Gehman *et al.*, 2009).

Dans cette section, nous présentons des observations microgravimétriques réalisées en 40 sites du bassin d'alimentation (figure 7.1). Quatre levés sont effectués entre janvier 2007 et septembre 2008, en périodes respectivement humides et sèches. Nous montrons que notre protocole de mesure permet la détection de manière statistiquement significative de variations de 0.25 m d'épaisseur de lame d'eau équivalente. Des variations entre 5 et 20 μ Gals d'amplitude sont observées entre levés consécutifs, démontrant une hétérogénéité spatiale de la variation du stock d'eau. Néanmoins, les variations sont systématiquement négatives en période de décharge et positives en période de recharge, ce qui met en valeur la cohérence générale des variations observées. Nous utilisons dans un premier temps les variations mesurées pour contraindre la demande évaporative à l'échelle du bassin d'alimentation. Nous tentons ensuite de quantifier l'hétérogénéité observée en comparant les variations observées avec des variations prédites par un modèle de bilan. L'évapotranspiration étant la plus importante inconnue, nous montrons qu'il est intéressant d'effectuer des levés microgravimétriques en période de faible évapotranspiration et de forte pluviométrie, soit en période hivernale, pour précisément quantifier les variations de stock liées aux capacités de stockage et de vidange intrinsèques du karst. Les périodes de décharge à forte évapotranspiration sont moins informatives à cause de la grande incertitude sur cette dernière. Finalement, nous analysons les tendances spatiales de variation de g observées: les zones se chargeant fortement sont aussi celles que se vidangent le plus. Si la zone autour de BLAQ semble influencée par des variations de stock dans la zone épikarstique, nous proposons qu'ailleurs, et en particulier dans la zone des Ménudes, les variations de gravité pourraient être influencées par

l'épikarst et la zone phréatique. L'ambiguïté de la mesure gravimétrique ne permet pas de trancher sans autres mesures complémentaires.

2. Article: Time-lapse microgravity surveys reveal water storage heterogeneity of a karst aquifer

Time-lapse microgravity surveys reveal water storage heterogeneity of a karst aquifer

Thomas Jacob¹, Roger Bayer¹, Jean Chery¹, Nicolas Le Moigne¹

(1) Géosciences Montpellier, UMR CNRS/UM2 5243, Université Montpellier II, Montpellier, France

+33 4 67 14 45 91

+ 33 4 67 14 36 42

jacob@gm.univ-montp2.fr

Abridged title: Microgravity surveying for water storage change

Submitted to Journal of Geophysical Research, Solid Earth

Received on May 14 2009

Abstract

In this study, time lapse microgravity surveying is used to investigate water storage changes in a karst aquifer of $\sim 100 \text{ km}^2$ area. The survey consists of 40 gravity stations measured with a relative gravimeter; absolute gravity is measured at 3 stations for each survey. In total, 4 gravity surveys are performed over a two year time period during consecutive wet and dry periods. Survey accuracies range between 2.4 and 5 μGals , enabling statistically significant detection of $\sim 0.25 \text{ m}$ equivalent water level change. For consecutive survey periods, observed gravity changes are coherent, i.e. net water withdrawal and net water recharge is observed, reaching changes as high as 22 μGals . Observed gravity changes are used to refine the water budget of the studied aquifer, by helping constrain the evapotranspiration. The karst system is characterized by high and low gravity amplitude zones which demonstrate spatially variable storage behavior. Geomorphologic considerations are invoked to explain the location of preferential zones of water storage, and a conceptual model of water storage is discussed for the studied karst.

Keywords: microgravity, absolute gravity, karst, hydrology

1. Introduction

Ground-based field gravity measurements fall into two categories: absolute and relative measurements. Absolute gravimeters measure the value of g using S.I. standards of length and time, hence yielding a gravity value qualified as ‘absolute’, devoid of instrumental drift. The most precise absolute gravimeter is the FG-5 gravimeter manufactured by Microg-Lacoste (precision $\sim 1\text{--}2\ \mu\text{Gal}$, $1\ \mu\text{Gal} = 10^{-8}\ \text{m s}^{-2}$) (Niebauer *et al.*, 1995). This instrument is however not designed for intensive field work, and large areas with numerous measurement sites can not be monitored time-efficiently. A field absolute gravimeter called A10 exists, yet its accuracy falls short of that of the FG5, with an accuracy of typically $5\text{--}10\ \mu\text{Gals}$ (Liard et Gagnon, 2002). Due to their inherent instrumental drift, relative field gravimeters (Lacoste & Romberg model D and Scintrex CG3 and CG5) are useful to measure gravity differences between stations. In particular, using these instruments in a network configuration allows for the determination of gravity differences over a wide region relative to a base station, with an accuracy of $\sim 5\text{--}10\ \mu\text{Gals}$ (Jousset *et al.*, 1995). These afore-mentioned instruments may be used for two types of applications. (1) Measurement of the static gravity field, needed for gravity anomalies mapping and calculation of the geoid. (2) Measurement of the time variable gravity field, by effecting time-lapse or continuous measurements. The Earth’s gravity field is indeed not static; the best known example is the tidal gravity changes in the diurnal and semi-diurnal frequency bands (among others). Over longer time periods, gravity has been used to monitor postglacial rebound (Larson et Van Dam, 2000; Lambert *et al.*, 2001), volcano and magma chamber processes (Budetta et Carbone, 1997; Jousset *et al.*, 2000; Rebscher *et al.*, 2000; Ballu *et al.*, 2003; Bonvalot *et al.*, 2008) and tectonic deformation (Francis, 2004; Ergintav *et al.*, 2007). However, the largest source of noise in these studies has been identified as hydrology-related gravity effects (Lambert et Beaumont, 1977; Mäkinen et Tattari, 1988; Bower et Courtier, 1998). Indeed, hydrology-related signal has a large frequency spectrum from rainfall events (<1 day) to long term water table fluctuations (> 1 year) and are associated with significant gravity effects (1 to several tens of μGal). Over the last decade, what was considered noise in the past is now the object of dedicated studies. For instance, the continuous and highly resolved gravity observations collected from GWR superconducting gravimeters (Goodkind, 1999) of the Global Geodynamic Project network (<http://www.eas.slu.edu/GGP/>) have been analyzed in term of local and regional hydrology-induced gravity effects (e.g., (Crossley *et al.*, 2005; Abe *et al.*, 2006; Boy, 2006; Harnisch et Harnisch, 2006; Imanishi *et al.*, 2006; Kroner et Jahr, 2006; Van Camp *et al.*, 2006b)). However, superconducting gravimeters have not specifically been set up for hydrological studies but rather for studying geodynamics and Earth’ structure (Hinderer et Crossley, 2000).

Space-borne gravimetry with the GRACE mission has allowed unprecedented quantification of the time variable gravity field related to hydrology at the continental scale, with an accuracy of 1.5 cm of equivalent water height when smoothed over 1000 km (Wahr *et al.*, 2004). Because local catchment scale studies can not be addressed with space-borne data, ground-based instruments intervene. Water

storage change in the surroundings of a gravimeter influences gravity mainly through Newtonian attraction. As a rule of thumb, an infinite slab of 1 m of water represents an attraction of $\sim 42 \mu\text{Gals}$. Time-lapse microgravity surveys dedicated to hydrological studies are few. Gravity changes have been compared to well water level changes in unconfined aquifers to obtain aquifer specific yield values (Pool et Eychaner, 1995; Schmerge, 2003; Pool, 2008; Gehman *et al.*, 2009). Naujoks *et al.* (2008) have successfully measured minute ($< 2 \mu\text{Gals}$) gravity changes related to water storage changes. Such high survey precision was obtained on a small scale network (< 10 stations over distances < 1 km) with a high number of gravimeters (> 3) so as to ‘stack’ the measured gravity differences. Applying a similar measurement protocol to a larger network would be very time-consuming. It must be noted that in the afore-mentioned studies, only relative gravity measurements are involved. With no absolute reference in a given survey, comparing consecutive survey results is done in the following manner. Either a site is considered to have a constant gravity value (usually sites with an expected low rock porosity), or gravity differences between given stations are examined between consecutive surveys, but the gravity change may be biased.

In this study, we present the results of time-lapse microgravity surveys coupled with AG measurements on a karst system.

Karst aquifers are classically analyzed with spring discharge hydrographs. This analysis yields integrative storage properties for the system as a whole. Because of their structural heterogeneity in which micro to macro scale voids, fissures and vast conduits coexist, water storage and flow cannot easily be described using a diffusion model. For this reason, classical hydrological methods such as well tests are ill-suited to investigate lateral storage properties and their depth variation in karst system. Conceptually, karst systems are horizontally divided into three horizons: the epikarst, the uppermost weathered zone, the infiltration zone and the phreatic zone (Mangin, 1975). Because of the lack of water flow mapping inside the aquifer, the location and amplitude of water storage changes in a karst system are obscure. Only global aquifer properties are usually derived using spring hydrographs (Baedke et Krothe, 2001; Dewandel *et al.*, 2003; Kovacs *et al.*, 2005).

Recently, repeated absolute gravity measurements at three sites on the studied karst aquifer have revealed significant water storage changes (Jacob *et al.*, 2008). Furthermore, repeated surface to depth gravity measurements have shown that water storage changes may occur within the top 60 m of the karst, plausibly in the epikarst (Jacob *et al.*, 2009). The main goal of this study is to monitor horizontal gravity changes related to water storage changes on a wide region of the studied karst using microgravity surveying. 40 stations are measured at four successive wet and dry periods. We first examine the accuracy of the surveys, and we then analyze the time lapse gravity changes with respect to the hydrological knowledge of the basin.

2. Survey setup

2.1 Site description

The Durzon karst system is located in the Grands Causses area, southern French Massif Central. This aquifer is embedded in a 400 m thick formation of middle to upper Jurassic limestones and dolomites, deposited on top of a 200 m thick upper-Liassic marl formation (Bruxelles, 2001a) (figure 7.1). This latter formation acts as an impermeable barrier which defines the lower limit of the saturated zone of the karst system. Middle Jurassic formations are predominant on the recharge area, particularly a 200 m thick dolomite formation of Bathonian age which largely outcrops.

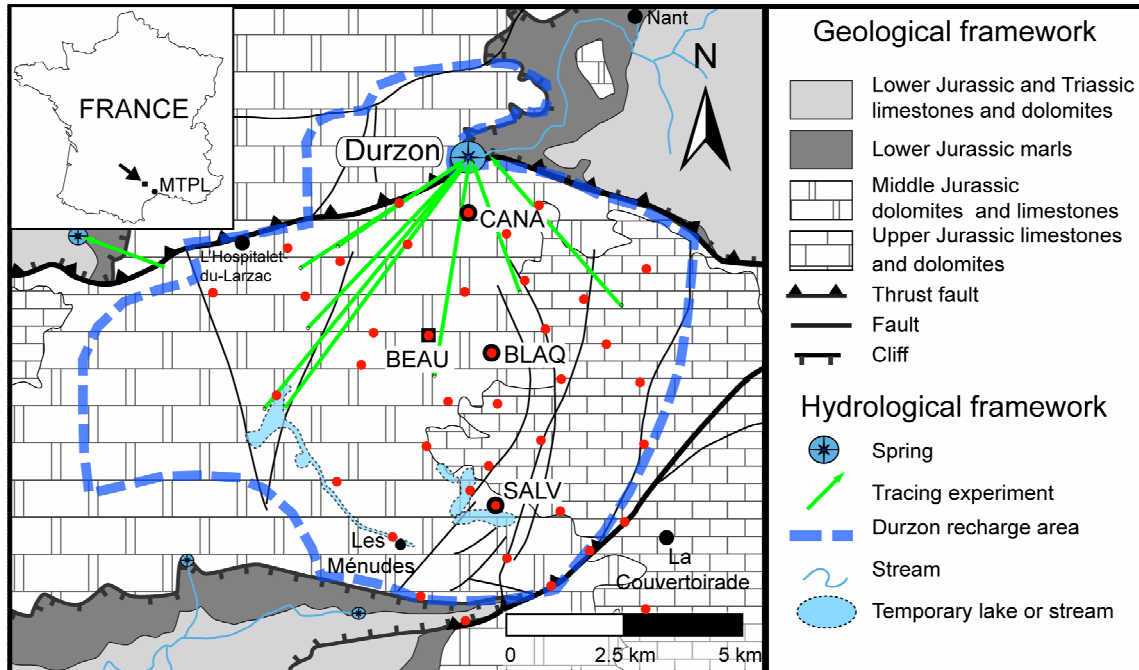


Figure 7.1 : Geology and hydrology of the Durzon karst system, modified after Jacob et al. (2008).

Red dots represent the survey sites

On the Durzon karst aquifer, the main recharge comes from rainfall which infiltrates at the surface of the spring catchment (750 m elevation on average) and the discharge occurs at the Durzon Spring (533 m elevation). Thanks to its monitoring by the Parc Naturel Régional des Grands Causses, this perennial spring is known to have a mean daily discharge of $1.4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (calculated over the 2002-2008 period) with a maximum daily discharge reaching $18 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ during high-flow events.

During exceptionally long rainfall periods, temporary lakes (shown in blue in figure 7.1) appear at the south of the recharge area (Plagnes, 1997; Bruxelles, 2001a), their last appearance being in 1996. These lakes may suggest that a large amount of precipitation may sometimes exceed the infiltration capacity of the epikarst and infiltration zone towards the saturated zone (Ricard et Bakalowicz, 1996; Plagnes, 1997; Bruxelles, 2001a). The vadose zone, including the epikarst and infiltration zone is believed to have a different behavior in the North and South of the recharge area. It is well-drained in

the North, and inefficiently drained in the South (Ricard et Bakalowicz, 1996; Bruxelles, 2001b). In agreement with an accepted karst model (Mangin, 1975) the karst system may be horizontally layered into three zones

1. The epikarst zone including both soil and weathered rock has 5-30 m depth. This zone has a high secondary porosity and is expected to be an important water reservoir (Williams, 1983; Williams, 2008). Indeed, surface to depth gravity measurements at BEAU site compared with absolute observations at BLAQ site (figure 7.1) demonstrate dominant epikarst storage for this area of karst system (Jacob *et al.*, 2009);
2. The infiltration zone below is mostly composed of massive rock with pervasive open fissures and conduits, therefore insuring a fast vertical water transfer;
3. The saturated or phreatic zone, formed by large conduits, accommodates a mostly horizontal water flow to the outlet.

As a result of the karst structure, spring hydrographs are primarily characterized by high flow events consecutive to important precipitations and a long term base flow component (figure 7.2c). High flow events result from fast water infiltration to the phreatic zone through enlarged drainage shafts and are generally short-lived. Base flow discharge is sustained by groundwater storage within the karst. Although this water storage's location likely differs from karst to karst and lies within the epikarst and/or in the phreatic zone (Bakalowicz, 2005), its precise characterization remains elusive.

2.2. Water storage variations seen by absolute gravimetry

We monitor absolute gravity (AG) at sites SALV, BLAQ and CANA (figure 7.1) since January 2006 on a monthly basis with an FG5 absolute gravimeter (FG5#228, manufactured by Micro-g LaCoste). In order to obtain a gravity signal related exclusively to local hydrological changes, the regional or long wavelength contribution of hydrology is removed. Regional hydrology-induced gravity changes are therefore corrected for using the European Center for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF, www.ecmwf.int) soil moisture model and snow model (Viterbo et Beljaars, 1995). This “regional” effect is computed by convolving the surface mass distribution associated to soil moisture with the Green's functions associated to Newtonian and deformation effects, excluding a $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ area around the study site (Boy, 2006). As shown in Jacob *et al.* (2008), the amplitude of the corrected signal is 2 μGals at most. The residual gravity evolution at these three sites is shown in figure 7.2a. Uncertainty on the AG values is close to 2 μGals , representing the quadratic sum of the instrumental noise and the setup error (Niebauer *et al.*, 1995; Van Camp *et al.*, 2005).

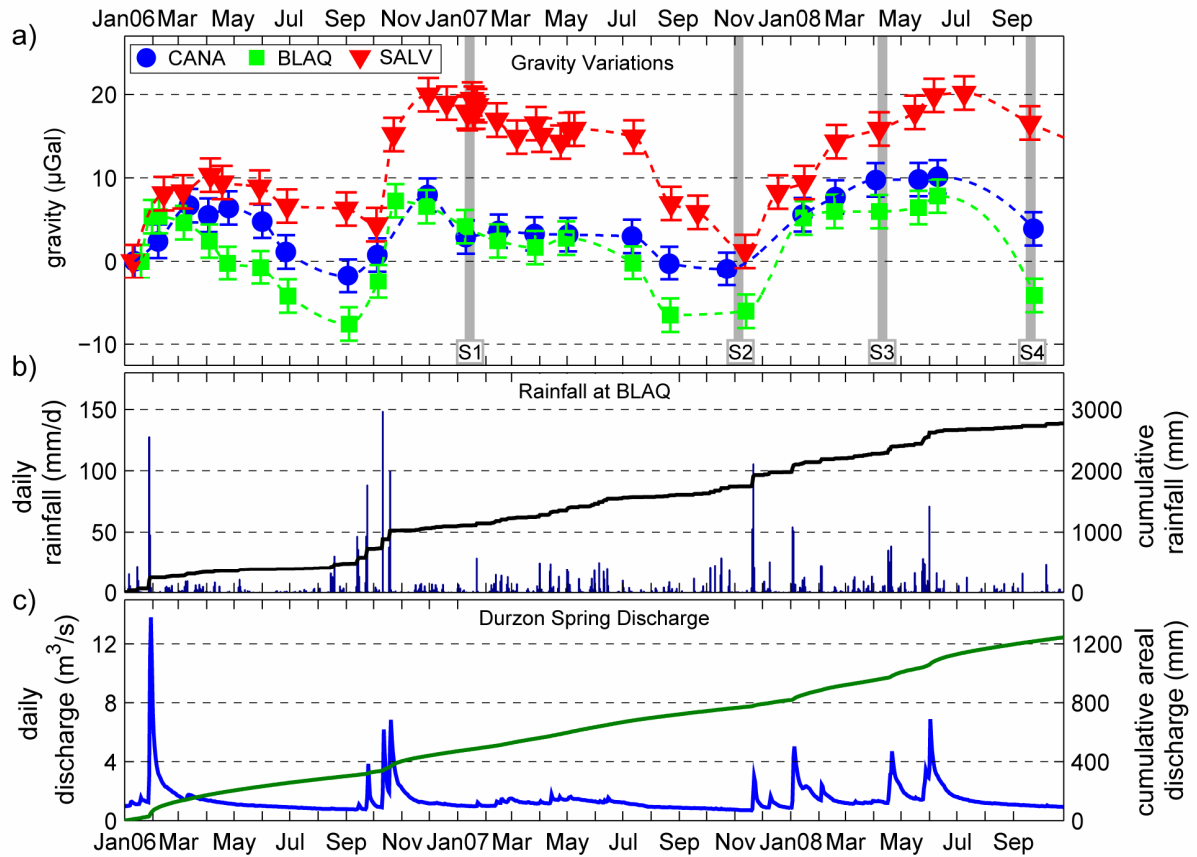


Figure 7.2 : a) Absolute gravity variations at site CANA, BLAQ and SALV, corrected for regional hydrology (see text for explanations). Survey periods S1 to S4 are indicated by vertical grey bars. b) Daily and cumulative rainfall measured at BLAQ, c) Daily Durzon spring discharge (blue line) and cumulative areal discharge (green line).

The general trend of the gravity variations can be explained by means of mass balance modeling.

Taking into account input (rainfall, figure 7.2b) and output (spring discharge, figure 7.2c, and evapotranspiration) water at the scale of the karst recharge area, water storage changes are determined and converted into a karst system scale gravimetric water stock (GWS) (see (Jacob *et al.*, 2008) for detailed explanation). Gravity therefore increases consecutively to precipitations (see for example September-October 2006, figure 7.2a and b), while it decreases during dry periods due to evapotranspiration and spring discharge (see May-September 2006, July-September 2007, June-September 2008). Furthermore, surface to depth gravity measurements have demonstrated that most water storage variations occur in the top 60 m of the karst, most probably in the epikarst horizon at BEAU site (figure 7.1) (Jacob *et al.*, 2009). Therefore, semi-annual amplitudes some tens of μGals observed at the three AG sites (figure 7.2a) may plausibly come from water storage changes in the superficial vadose area (i.e., soil, epikarst and a part of the infiltration zone). The main goal of this study is to extend the gravity monitoring from the three AG sites to the rest of the karst recharge area

in order to detect possible lateral water storage properties. Microgravity surveying has been conducted in order to address this issue.

2.3. Survey measurement protocol

Microgravity survey periods have been chosen for a dedicated purpose. As much as possible, these have been performed during periods of high gravity, corresponding to high water storage, and low gravity, corresponding to low water storage (see survey periods marked from S1 to S4 in figure 7.2a). In this way, significant spatial information on water storage change can be captured for discharge (gravity high to gravity low) and recharge (gravity low to gravity high) conditions.

Gravity surveys consist of 40 stations or measurement sites which include the three AG sites (see figure 7.1). These three AG sites are measured immediately before or after the gravity survey, so that absolute gravity values at these three sites are known (figure 7.2a). The surveys are done with one Scintrex CG-5 Autograv relative gravimeter (CG5 # 030200167). Scintrex relative gravimeters have been used in the past for precise microgravimetry surveys (Jousset *et al.*, 2000; Ballu *et al.*, 2003; Bonvalot *et al.*, 2008; Merlet *et al.*, 2008). The CG-5 instrument has a reading resolution of 1 μGal and a repeatability of less than 10 μGals (Scintrex limited, 2006). Its gravity sensor is based on a capacitive displacement transducer electrostatic feedback system to detect movements of the fused quartz proof mass and to force the mass back to a null position. The drift of the CG-5 sensor is caused by an unavoidable creep of the quartz spring, whose length under tension increases. An important feature of this sensor is that its drift can be considered linear within a few hours when the instrument is transported with care. The gravity survey consists of 12 loops which start and end at SALV AG site to constrain the temporal drift. CANA and BLAQ AG sites are often reoccupied within loops to further constrain the determination of the drift. Within each loop, 5 to 10 gravity stations are measured. A gravity tie is defined as the gravity difference between two consecutive gravity stations within a loop. The number of gravity ties was initially 101 for the first survey and reached 114 ties for survey 3 and 4 (table 7.1), as the survey measurement protocol was optimized. Station spacing is typically 1.5 km (figure 7.1), and each station is set up on hard rock (limestone or dolomite). Stations are materialized by a marker installed the rock (a screw), where the CG5 tripod is rigorously always installed in the same manner for every survey. CG5 tripod height (and therefore CG5 gravity sensor height) is kept constant at every station by the use of a brass ring which maintains one tripod foot at fixed height (see figure 7.4). In this manner, the CG5 gravity sensor is at a fixed position at measurement stations for all surveys, and therefore no height corrections need to be applied, hence removing associated uncertainties. At each station, the CG5 is set up to record five 90 s gravity measurements at 6 Hz sampling rate.

	<i>measurement period</i>	<i>N stations</i>	<i>number of loops</i>	<i>Number of gravity ties</i>
Survey 1	17-25 Jan 2007	40	12	101
Survey 2	29 Oct -8 Nov 2007	40	12	111
Survey 3	3-10 Apr 2008	40	12	114
Survey 4	16-23 Sept 2008	40	12	114

Table 7.1: survey information

These gravity surveys typically necessitate 6 days of field work (see table 7.1). Each survey is designed so as to measure every station at least twice in different loops. Within this scope, all but two stations are reoccupied at least twice in different loops (see figure 7.3). This measurement protocol yields precise adjusted gravity values in the least square inversion.

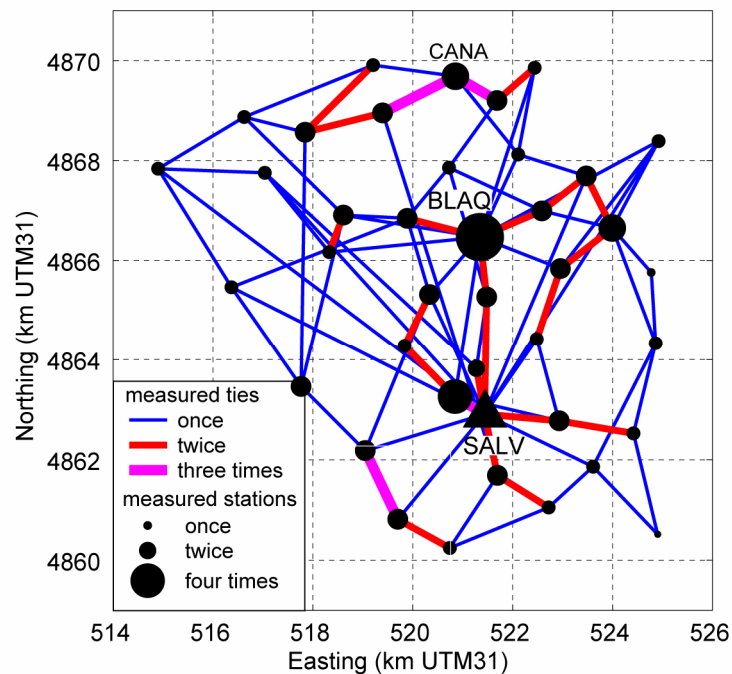


Figure 7.3 : Survey map of gravity ties showing the frequency of the measured ties and the number of reoccupations of each station. SALV base station is represented as a triangle.

3. Data processing

3.1. Corrections

The gravity measurements are first corrected for Earth tides using ETGTAB software (Wenzel, 1996) with the Tamura tidal potential development (Tamura, 1987), ocean loading effects with FES2004 ocean tide model (Lyard *et al.*, 2006) and atmospheric pressure loading using an admittance value of $-0.3 \mu\text{Gal/hPa}$. Atmospheric pressure is measured at SALV station (see figure 7.1) at a 15 mn rate with

a 0.1 hPa precision. Polar motion effects are corrected for the AG values but not for the relative gravity values as the polar motion correction does not significantly vary within survey time span (~ 1 week).

3.2. Linking Absolute gravity values to relative values

Absolute gravity values measured by the FG5 gravimeter need to be transferred to the CG5 gravity sensor height. The FG5 absolute gravimeter yields the gravity value from the adjustment of the trajectory of a free-falling corner cube (see figure 7.4) to the equation of motion within a dropping chamber (Niebauer *et al.*, 1995). The resulting gravity value g_0 is defined at a height corresponding to the top of the ‘drop’ (typically 0.2 m long) of the free-falling object. The vertical gravity gradient at the measurement site plays a role in the determination of g through the equation of motion (see (Niebauer *et al.*, 1995)). Furthermore, it is also used to transfer the gravity value g_0 to a user-defined height h . The vertical gravity gradient is determined by measuring gravity ties with a CG5 relative gravimeter between different heights; precision on the gravity gradient is typically 2 to 3 $\mu\text{Gal m}^{-1}$. The gradient was measured with a special tripod at heights 0, 0.6 and 1.2 m above ground. Results are shown in table 7.2 for the three AG sites. Inaccuracies in the gradient estimate therefore bring further uncertainty to the gravity value g_0 , but they mostly affect the uncertainty of all transferred gravity values. In order to minimize these uncertainties, the reference gravity value g_{ref} independent of the gravity gradient at height h_{ref} was determined. Several authors have worked on the determination of h_{ref} , which, as a rule-of-thumb, is located approximately one third of the way down the drop (Zumberge, 1981; Niebauer, 1989; Timmen, 2003). Height h_{ref} and associated gravity value g_{ref} were determined by means of trial and error for each AG measurement during each survey. Height h_{ref} depends on instrument dimensions and instrument setup. Because the same operator was used for every AG measurement, determined h_{ref} range between 1.217 and 1.220 m.

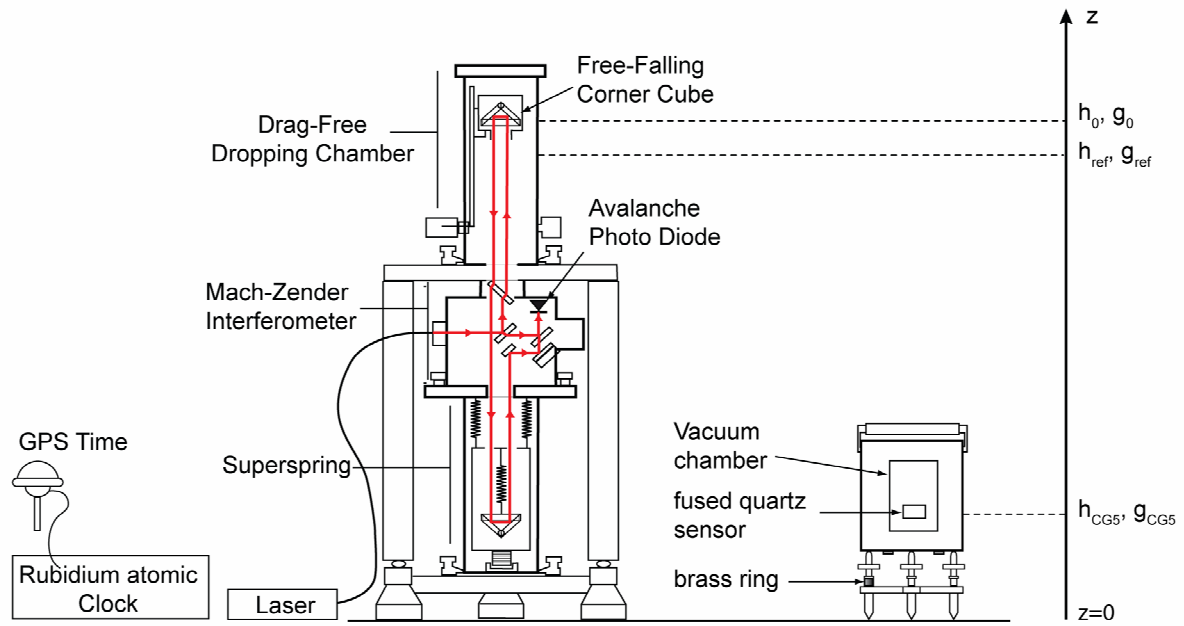


Figure 7.4: FG5 absolute gravimeter and CG5 relative gravimeter in operation (not to scale). Heights and associated gravity values are illustrated (see text for explanations).

The reference gravity value is then transferred to the CG5 sensor height h_{CG5} using the following relationship:

$$g_{CG5} = g_{ref} + grad(g)(h_{ref} - h_{CG5}) \quad (7.1)$$

CG5 sensor height h_{CG5} takes into account tripod height and manufacturer's specifications (Scintrex limited, 2006) and ranges between 0.261 and 0.271 m above ground depending on the brass ring used. Resulting gravity values corrected for regional hydrology are shown in table 7.2.

	Gradient ($\mu\text{Gal}/\text{m}$)	g_{CG5} survey 1 (μGal)	g_{CG5} survey 2 (μGal)	g_{CG5} survey 3 (μGal)	g_{CG5} survey 4 (μGal)
SALV	311.8	980339143	980339126	980339141	980339141
BLAQ	335.8	980335714	980335704	980335717	980335706
CANA	273.2	980356126	980356122	980356134	980356127

Table 7.2 : gravity gradient and gravity values transferred to CG5 heights for the three AG stations for each survey. Gravity values are corrected for regional hydrology.

An uncertainty analysis for g_{CG5} (see equation (7.1)) yields an uncertainty of $\sim 4 \mu\text{Gals}$. This latter uncertainty value is used in the least square adjustment.

3.3. Least-square adjustment

Once the gravity data are corrected for the above-stated contributions and absolute gravity values are transferred to the relative gravimeter sensor height, gravity values and drifts for each loop are least square adjusted. Software MCGRAVI (Beilin, 2006) based on the inversion scheme of GRAVNET (Hwang *et al.*, 2002) is used. The principles of the adjustment are detailed in the following. Unknowns to be adjusted are gravity values at each station and the gravimeter drift for each loop. The instrumental drift is assumed to be linear due to the short time span of the loops (< 4 hours). Within loop number k , the measured gravity tie between stations s_j and s_i can be expressed as:

$$C_f(m_{s_j}^{t_j} - m_{s_i}^{t_i}) + v_{s_i}^{s_j} = g_j - g_i + D_k(t_j - t_i) \quad (7.2)$$

where C_f is the relative meter calibration correction factor, $m_{s_j}^{t_j}$ and $m_{s_i}^{t_i}$ are mean gravity readings at respectively stations s_j and s_i at times t_j and t_i relative to the first measurement in the loop, $v_{s_i}^{s_j}$ the residual of $(m_{s_j}^{t_j} - m_{s_i}^{t_i})$, g_j and g_i the gravity values at stations s_j and s_i to be adjusted, and D_k the drift within loop k .

An absolute gravity measurement $g_{s_i}^{abs}$ is linked to the gravity value g_i to be adjusted by: $g_{s_i}^{abs} + v_{s_i}^{abs} = g_i$ (7.3)

The matrix representation of the observation equations for n gravity stations and m loops is: $\mathbf{L} + \mathbf{V} = \mathbf{AX}$ (7.4)

where \mathbf{L} is the n vector of relative and absolute gravity readings with a $n \times n$ weight matrix \mathbf{P} given by the inverse of the variance of the gravity readings, \mathbf{V} is the n vector of residuals, \mathbf{A} is the $n \times (m+s)$ design matrix and \mathbf{X} is the $m+s$ vector of unknowns to be inverted, i.e. m gravity values (one for each station) and s linear drifts (one for each loop). The weight matrix \mathbf{P} is given by the standard deviation of a 90 s measurement series. Because such standard deviations are almost exclusively dependent on microseismic noise, we quadratically add 5 μGals to each standard deviation from relative gravity readings to account for possible setup errors. Standard deviations on transferred absolute gravity values are set to 4 μGals (see section 3.2).

The least-square adjustment for \mathbf{X} is:

$$\mathbf{X} = (\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A})^{-1} (\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{L}) \quad (7.5)$$

and the residuals are given by:

$$\mathbf{V} = \mathbf{AX} - \mathbf{L} \quad (7.6)$$

The a posteriori variance of unit weight is computed as:

$$\sigma_0^2 = \frac{\mathbf{V}^T \mathbf{P} \mathbf{V}}{n - (m + s)} \quad (7.7)$$

where $n-(m+s)$ is the degree of freedom of the least-squares fit. The a posteriori covariance matrix of X is: $\Sigma = \sigma_0^2 (\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A})^{-1}$ (7.8)

In order to obtain the most accurate adjusted gravity values, the calibration correction factor C_f must be precisely determined.

3.4. Calibration

As demonstrated by *Budetta and Carbone*, (1997), Scintrex relative gravimeters need to be regularly calibrated when used to detect small gravity variations over extended periods of time. The calibration correction factor with respect to the instrument calibration constant is classically constrained by performing calibration line measurements where large known differences in gravity are compared to those measured by the relative gravimeter (Debeglia et Dupont, 2002). In the case of a network adjustment where absolute gravity values in the network are known, the calibration correction factor C_f may be determined by solving the non linear equations (7.4) by an iterative least-square adjustment. The calibration factor change for CG-5 #167 is calculated from various calibration lines and for the four microgravity surveys as shown in figure 7.5.

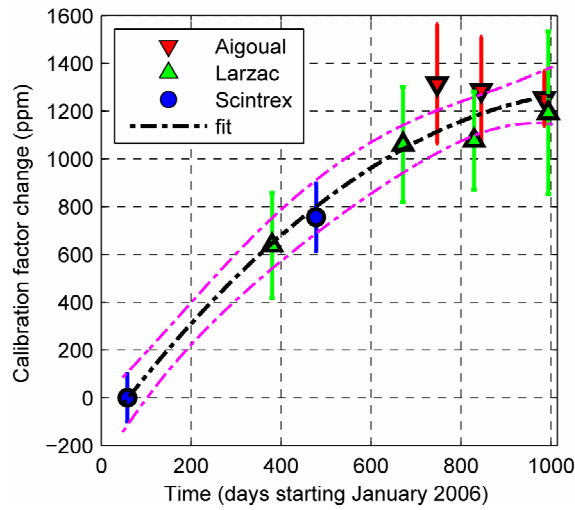


Figure 7.5: CG5 #167 calibration factor change as a function of time. Purple dashed lines represent the 95% confidence interval of the fit. Modified after (Jacob et al., 2009).

The Scintrex calibration line is known as the Orangeville calibration line and is located in Ontario, Canada. It spans 119 mGals between 5 stations over a 70 km distance (Scintrex limited, 2006). The accuracy on the calibration factor is 10^{-4} . The Aigoual calibration line is composed of 3 stations between Montpellier and Mont Aigoual, South of France, spanning more than 300 mgals. The accuracy on the calibration is also 10^{-4} . Following *Budetta Budetta and Carbone*, (1997), a second degree polynomial was fitted to the data. The evolution of the calibration factor is of one part in a thousand over a two year period.

4. Results

4.1. Survey accuracies and error budgets

Figure 7.6 shows the histograms of the gravity tie residuals and of the errors on adjusted gravity values, and table 7.3 summarizes these histograms. For a given survey, gravity tie residuals may both reflect the time variation of water storage during this survey and instrumental errors such as tares. However, all surveys are performed during stable hydrological conditions (no heavy precipitation) and we therefore assume that tie residuals are only representative of instrumental error. The most accurate survey appears to be survey 3, followed by survey 2, survey 1, and survey 4 being the least-accurate. The standard deviations of the gravity tie residuals span between 2.9 and 5.8 μGal and the mean errors on adjusted gravity values are in the range of 2.4 to 5 μGals for the four surveys. Because the same measurement protocol, operators and instruments were used for all surveys, and because no measurements were performed during a high seismicity event, differences in survey accuracies seem to be related to instrumental performance.

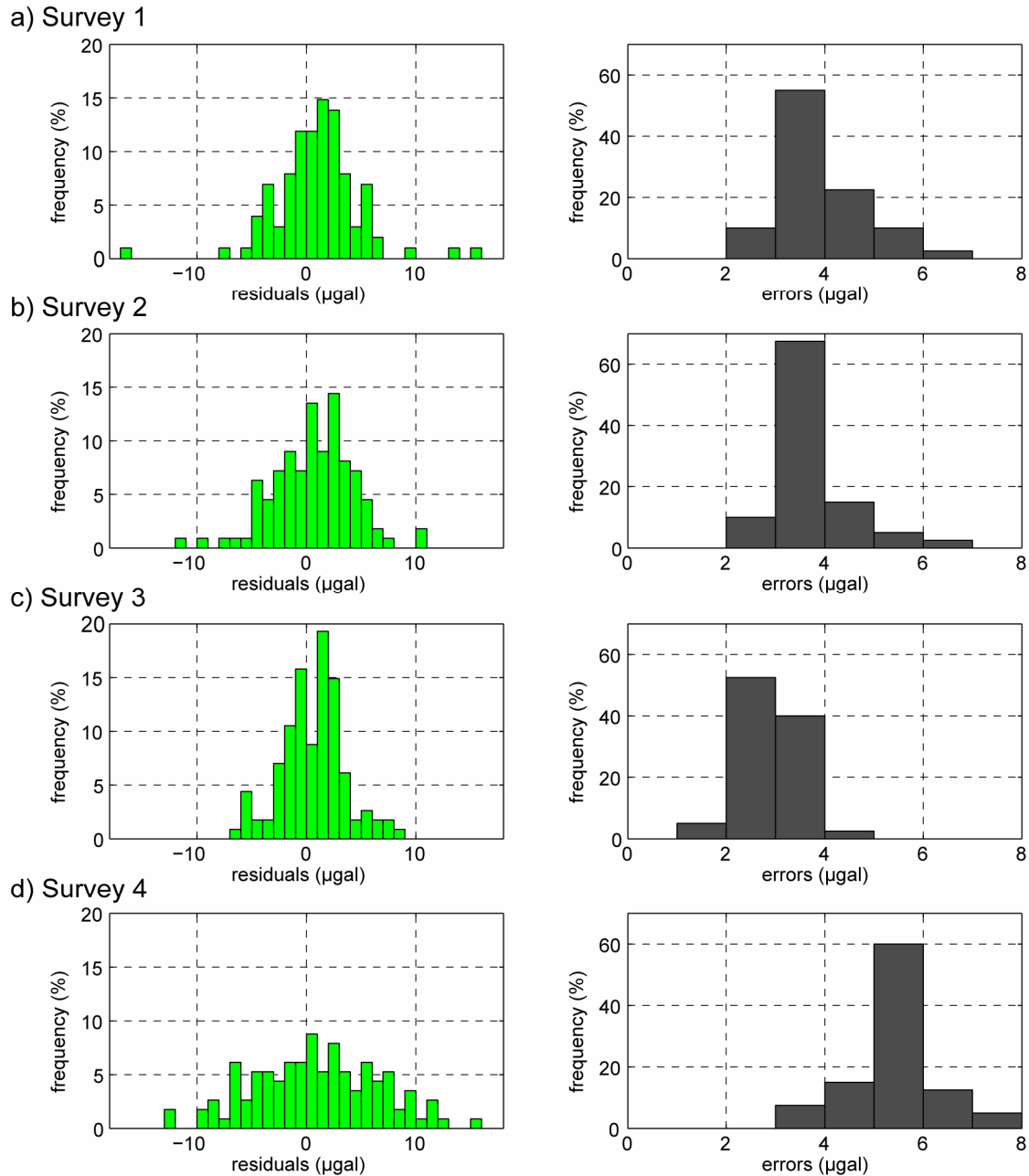


Figure 7.6: Gravity tie residuals and adjusted gravity errors histograms for the four surveys.

This is particularly true for survey 4, whose tie residual histogram is very wide (5.8 μ Gals standard deviation) compared to those of the other surveys (figure 7.6). Indeed, the Scintrex CG5 exhibited internal temperature stabilization deficiencies during survey 4, which plausibly had a negative influence on measurement accuracy (Scintrex limited, 2006). As a result, errors on adjusted gravity values are higher for this campaign than for the previous ones.

	gravity tie residuals (μGal)	mean error on adjusted gravity (μGal)	consecutive survey error (μGal)	Mean gravity change $\overline{\Delta g}_{i-1}^i$ (μGal)
Survey 1	4	3.3		
Survey 2	3.7	3.2	4.6	-12.2
Survey 3	2.9	2.4	4.0	+13.2
Survey 4	5.8	5.0	5.5	-12.3

Table 7.3: Standard deviation of gravity tie residuals and mean error on adjusted gravity for measured surveys. Error between two consecutive surveys is shown. The right column displays the mean gravity change between two consecutive surveys.

The precision of gravity values obtained from each survey network adjustment conditions the precision of the time-lapse gravity differences between consecutive surveys. The error in the gravity value for each survey is assumed independent and therefore the error on the gravity change for a particular site is the quadratic sum of this site's errors for the considered surveys.

Let Δt_1^2 , Δt_2^3 and Δt_3^4 be the time periods between respectively surveys 1 to 2, 2 to 3 and 3 to 4. Let Δg_1^2 , Δg_2^3 and Δg_3^4 be the gravity field differences for respectively Δt_1^2 , Δt_2^3 and Δt_3^4 . It is usually assumed that statistically significant gravity changes are those whose amplitudes are twice larger than the gravity change error. Mean consecutive survey errors, shown in table 7.3, are respectively 4.6, 4 and 5.5 μGals for Δg_1^2 , Δg_2^3 and Δg_3^4 . Hence, statistically significant gravity changes detected between these consecutive surveys can not be lower than respectively 9.2, 8 and 11 μGals on average. As a consequence, statistically significant gravity changes occur at respectively 67.5, 82.5 and 60 per cent of the sites for gravity differences Δg_1^2 , Δg_2^3 and Δg_3^4 (figure 7.7). This percentage depends on both consecutive survey accuracies and on temporal gravity change amplitudes.

4.2. Time lapse gravity changes

Gravity changes Δg_1^2 , Δg_2^3 and Δg_3^4 are represented on figure 7.7. The gravity differences are interpolated with a cubic interpolation and represented as contour maps. For Δg_1^2 , gravity differences are in the range of -1.1 to -21.9 μGal with an average value of -12.2 μGal . Δg_2^3 is characterized by gravity values between 4.2 and 23.4 μGal , averaging 13.2 μGal . Finally, gravity changes ranging between -24.2 and -1.7 μGal are observed for Δg_3^4 (see figure 7.7); the mean gravity change being of -12.3 μGal .

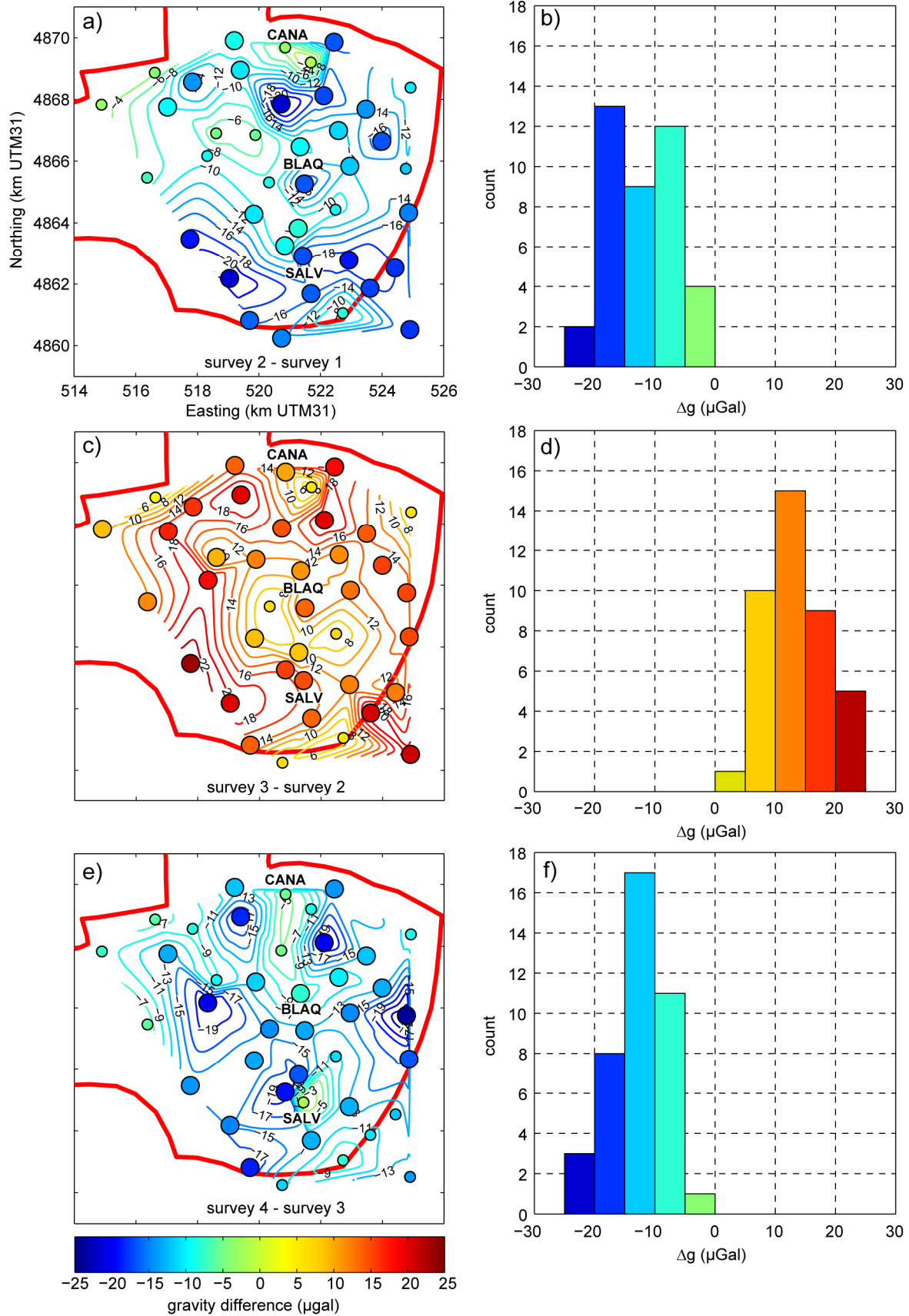


Figure 7.7: gravity difference between consecutive surveys: a) surveys 1 to 2, c) surveys 2 to 3 and e) surveys 3 to 4. Color circles represent gravity differences at measurement sites according to the given color bar. Large and small circles are respectively statistically significant and insignificant gravity differences. Contour map numbers are in μGals . Associated histograms are shown in b), d) and f).

The sign of the gravity changes between consecutive measurement periods is homogeneous for every station: Δg_1^2 and Δg_3^4 are characterized by net gravity decreases, while Δg_2^3 shows a net gravity increase. The spatial pattern of the gravity changes is different for each map, yet some similarities exist between the maps. For example, high amplitude changes systematically occur to the west of SALV station (figure 7.7). As for AG gravity changes for SALV, CANA and BLAQ sites, mapping the gravity changes reveals a large variability of water storage in this karst system.

5. Interpretation and Discussion

Our time lapse microgravity surveying allows the quantification of water storage changes at the karst recharge area scale. The discussion is organized as follows: first, mean gravity changes are used as constraints on the karst system water budget. Then, we attempt to interpret the variability of the gravity signal in terms of water transfer and storage at a local scale. Finally, geomorphologic considerations are invoked to explain observed spatial heterogeneity in water storage change. We conclude by inferring karst functioning from observed spatial heterogeneity.

5.1. Gravity observations as a global constraint on water storage

Observed gravity changes are now used to constrain the water budget on the karst system as a whole. Areal water storage changes ΔS at the karst system scale are driven by input and output water fluxes, namely rainfall P as input, and actual evapotranspiration AET and spring discharge Q as outputs. The water budget per unit area for the karst system can be expressed as:

$$\Delta S = P^c - AET^c - \frac{Q^c}{A} \quad (7.9)$$

where A is the karst recharge area and the superscript 'c' stands for cumulative values (figure 7.8a).

Five rain gauges installed on the karst recharge area allow assessing that rainfall distribution across the basin is quite homogeneous. Therefore, we use rain gauge data of the BLAQ station (figure 7.1) as a proxy for average basin precipitation. Spring discharge is monitored by the Parc Naturel Régional des Grands Causses (PNRGC) and is readily available. Karst recharge area A is considered to be $\sim 100 \text{ km}^2$ according to geological, geomorphological and mass balance considerations.

Actual evapotranspiration (AET) is the amount of water transpired by the plants and evaporated from the soil that returns to the atmosphere. At the hydrological catchment scale, this quantity is difficult to assess due to the difficulty to monitor in-situ air-soil water vapor exchange. A better known quantity is

the potential evapotranspiration (PET) which is the amount of water that could be evaporated and transpired if water were not a limiting factor. PET can be calculated from meteorological quantities (solar radiation, wind speed, air humidity...) and represents the evaporative demand of the atmosphere. Contrary to actual evapotranspiration, potential evapotranspiration does not depend on soil and vegetation properties and therefore display less variability. For the study area, PET has the shape of a 1 year period function with maxima during warm sunny summer months (PET > 5 mm/day) and minima during cold winter months (PET < 1 mm/day). We use PET values calculated with the Penman-Monteith method (Penman, 1948; Monteith, 1965) by Météo-France some 7 km to the South of the recharge area at Le Caylar station.

Let us now consider that measured gravity variations are representative of areal water storage changes ΔS_g on the karst. Let $\overline{\Delta g}$ be the mean gravity changes related to the total water mass change ΔM . Gauss's theorem allows writing the following relationship:

$$\iint_A \Delta g . dS \approx 2\pi G \Delta M \approx \overline{\Delta g} A \quad (7.10)$$

where G is the universal gravitational constant and A is the karst recharge area. Due to its relatively flat topography and its near-horizontal sedimentary formations, the karst recharge area may be approximated by a cylinder of ~5.5 km radius and of ~200 m depth. Therefore, at the karst system scale, water storage changes may be approximated as forming a slab, and may be expressed as:

$$\Delta S_g = \frac{\Delta M}{\rho_w A} \quad (7.11)$$

where ρ_w is water density. Combining equations (7.10) and (7.11) yields the water storage changes:

$$\Delta S_g = \frac{\overline{\Delta g}}{2\pi G \rho_w} \quad (7.12)$$

Three stations located outside the karst recharge area at the South-East (figure 7.1) are excluded from this computation. Combining equations (7.9) and (7.12) yields a 'gravimetric' AET defined as:

$$AET_g^c = P^c - \Delta S_g - \frac{Q^c}{A} \quad (7.13)$$

The afore-mentioned quantities are given in table 7.4. Interestingly, the 'gravimetric' AET has always physically sounding values, i.e. $0 < AET < PET$. This may indicate that the other terms of the budget, namely precipitation, cumulative discharge and mean gravity changes are correctly estimated. Let k be the ratio between AET_g^c and PET . In agricultural studies, this ratio between actual and potential evapotranspiration is called 'crop coefficient', which is a function of the growth stage of crops (Allen *et al.*, 1998). Typically, the crop coefficient is close to 1 during summer months and close to 0 during winter months, as crops are either dead or dormant. For Δt_1^2 and Δt_3^4 , AET_g^c is respectively 638 mm

and 512 mm, yielding k values of 0.77 and 0.82, respectively. For Δt_2^3 , AET_g^c equates 23 mm, yielding a k value of 0.12.

	precipitation P^c (mm)	cumulative areal discharge Q^c/A (mm)	ΔS_g (mm)	AET_g^c (mm)	PET (mm)	k
Δt_1^2	634	278	-282	638	831	0.77
Δt_2^3	536	198	315	23	192	0.12
Δt_3^4	451	252	-313	512	621	0.82

Table 7.4 : water budget contributions between consecutive survey periods. See text for explanations.

Calculated k values (table 7.4) therefore show a similar trend as those of crop coefficients afore described. This is probably related to the fact that Δt_1^2 and Δt_3^4 include summer periods, whereas Δt_2^3 spans over a winter period (see table 7.1).

As a partial conclusion, we point out that in addition to rainfall and discharge, the determination of both water storage variation using gravimetry and actual evapotranspiration is mandatory if one wants to seek internal flow properties of the aquifer. As emphasized by some authors (Oudin *et al.*, 2005), inversion of flow properties using only rainfall and discharge is flawed by the poor knowledge of the water returning in the atmosphere at different periods of the year. Because of the tradeoff between internal and external water flow, winter gravity measurements could be of special interest to study flow properties of the aquifer.

5.2. Water storage heterogeneity seen by gravity observations

Afore-mentioned evapotranspiration calculations are based on the hypothesis that mean gravity changes on the karst are representative of basin scale water storage changes. This hypothesis may not be valid for the following reasons:

- 1) The recharge area is not fully sampled: no gravity sites in the westernmost part of the recharge area exist (see figure 7.1). The water storage changes occurring in this area remain unknown.
- 2) Within the sampled area, the spatial coverage of the gravity sites may not be dense enough with respect to the water storage variations horizontal wavelength. As is hinted by Jacob *et al.* (2009), water storage changes may mostly occur at the top ~ 60 m of the karst. Because of this, gravity at each station is mostly representative of local storage changes (within a radius < 200 m). If water storage change horizontal wavelength is smaller than the gravity site sampling wavelength (~ 1.5 km), an

aliasing effect may well exist, rendering the mean gravity change not necessarily representative of the water storage change at the aquifer scale.

Another way to interpret gravity change is to consider that gravity signal at each site is first and foremost representative of local water storage.

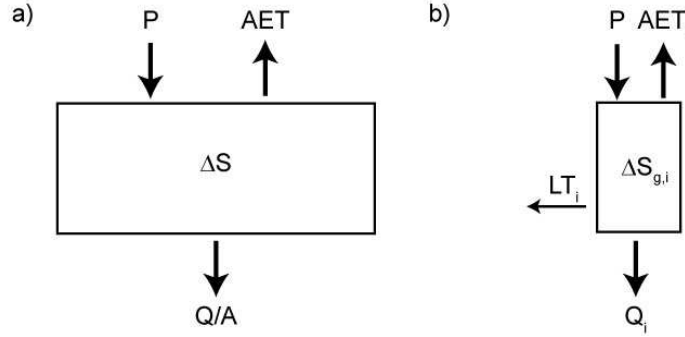


Figure 7.8 : a) Global water budget representation according to eq. (7.13); b): local water budget representation according to equation (7.14).

Local water storage changes $\Delta S_{g,i}$ converted from gravity changes at station i using the Bouguer approximation can be expressed as:

$$\Delta S_{g,i} = P^c - AET_i^c - Q_i^c + LT_i^c \quad (7.14)$$

where AET_i^c is local cumulative actual evapotranspiration, Q_i^c is local cumulative discharge due to vertical transfer and LT_i^c is a local cumulative lateral water transfer term (figure 7.8b). We include this latter term because infiltration does not solely have a vertical component but also requires horizontal transfer towards Durzon spring. As explained in the previous subsection, rainfall is quite homogeneous at the karst recharge area scale. By contrast, local discharge, lateral transfer and AET are site dependent, and none of which are measured. Equation (7.14) is therefore heavily underdetermined. Again, it appears difficult to infer internal water dynamics without the knowledge of daily actual evapotranspiration. For this reason, we first focus on the recharge period Δt_2^3 . During this winter period, evapotranspiration is thought to be small and the input water is largely dominated by rainfall (table 7.4). Therefore, gravity changes during this period represent internal transfer processes in response to rainfall and are not dominated by evapotranspiration. To examine the local water budget terms of equation(7.14), we convert gravity changes at each station within the recharge area into water heights using the Bouguer approximation and represent this signal in ascending order based on Δt_2^3 measurements (figure 7.9).

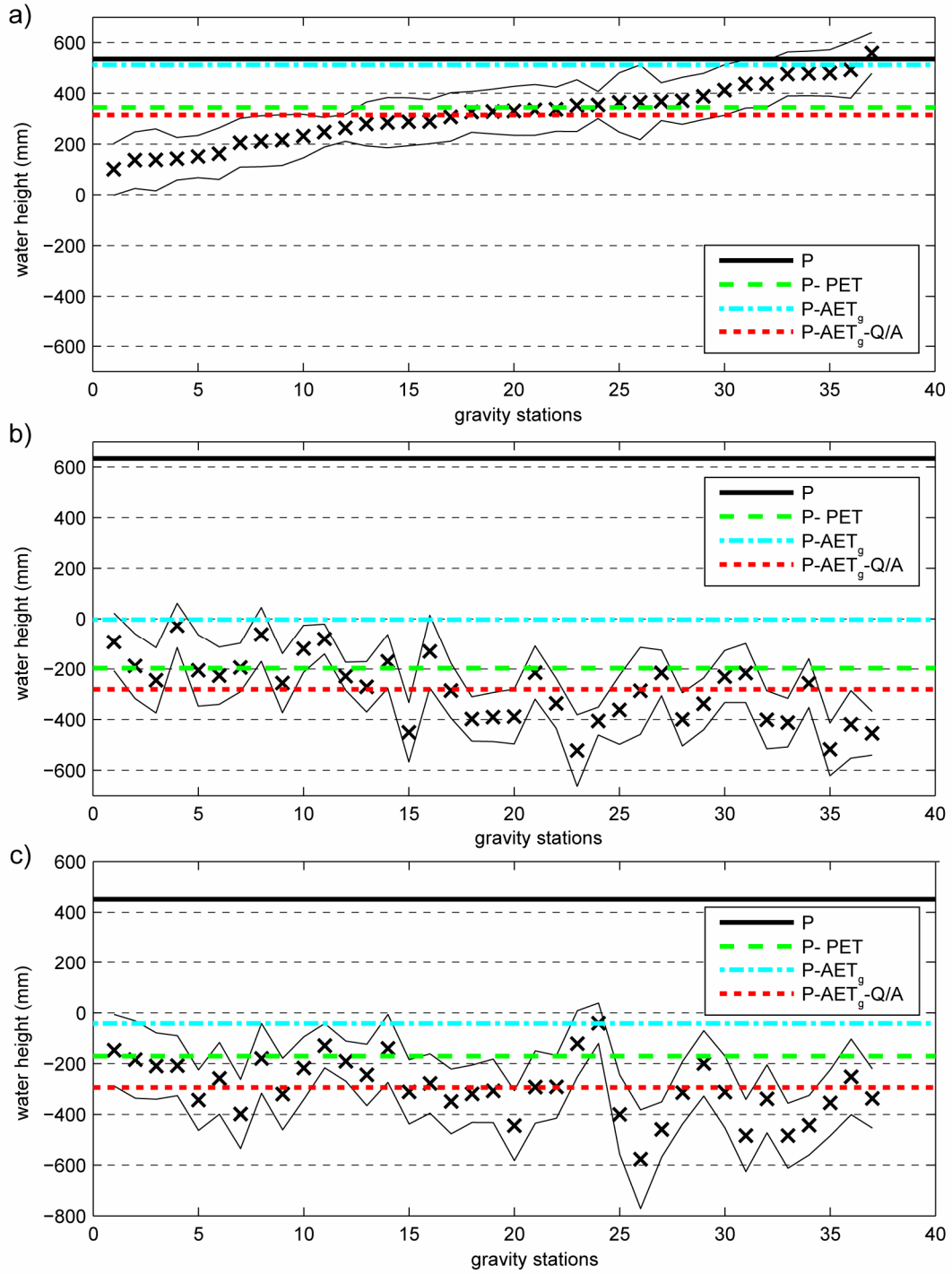


Figure 7.9 : Measured gravity differences (crosses) and errors converted into water heights and water budget terms: a) recharge period Δt_2^3 , b) discharge period Δt_1^2 and c) discharge period Δt_3^4 . Stations are sorted for ascending gravity values of recharge period Δt_2^3 .

If we consider that P-AET_g is a proxy for the net infiltration at each site, the difference between this value (cyan line on figure 7.9a) and the crosses associated to $\Delta S_{g,i}$ represent the internal water

transfer. Therefore, sites displaying an efficient transfer appear on the left hand side of the figure 9a. By contrast, sites on the right hand side suggest a small net withdrawal. The highest measured water height change is even higher than rainfall. This may be interpreted in the following manner.

- 1) The concerned sites exhibit neither vertical discharge Q_i^c nor lateral transfer term LT_i^c , so that rainwater remains at these sites for this period.
- 2) Vertical discharge and lateral transfer occur but counteract each other, resulting in a static state.

Conversely, low water height change stations for Δt_2^3 may also correspond to high discharge and/or lateral transfer efficiencies. The question that now arises is: are the observed trends for Δt_2^3 also observed for the gravimetric discharge periods?

For Δt_1^2 and Δt_3^4 , equivalent water storage changes at each site are far off from the amount of precipitation during the considered periods (figure 7.9b and c). This means that for these time periods, evapotranspiration, vertical discharge and perhaps lateral transfer at each site has significantly reduced water storage fed by precipitation. The respective contributions of local AET, discharge and lateral transfer in lowering the water storage is difficult to determine. Indeed, AET may in principle range between 0 and PET and local discharge and lateral transfer are unconstrained. Therefore, the under-determination of equation (7.14) is manifest and unsolvable without further information.

However, stations showing the largest positive storage changes for Δt_2^3 also show the largest negative storage changes for Δt_1^2 and Δt_3^4 . Conversely, stations showing little changes in recharge show little changes in discharge. Therefore, the pattern associated to winter recharge (figure 7.9a) partly remains during summer discharges. It is tempting to associate the similarity between winter and summer pattern to a common mode related to hydrological behavior. Indeed, water pathways in a karst system are spatially very heterogeneous but are associated to partially reproducible hydraulic and hydromechanic behaviors in response to rainfall as shown for example by tilt recordings (Braitenberg *et al.*, 2006). Conversely, the difference between winter and summer patterns could be linked to the variability of actual evapotranspiration from site to site. Indeed, gravity sites correspond to highly variable soil and vegetation conditions. Soil type ranges from very thin ground layer just above massive limestone to heavily developed soils in vast depressions above karstified rock. In addition, a large variety of plants grow on the Larzac plateau from natural and cultivated crops to a moderately developed forest including oaks, beech trees and pines. The actual evapotranspiration resulting from soil/vegetation combination is probably complex and leads us to be cautious about the interpretation of gravity measurements made during spring and summer months.

5.3. Relationship between water storage and karst structure

Although we show in the previous section that it is not straightforward to discriminate the relative weight of infiltration and evapotranspiration in the gravimetric signal, contrasted high and low storage

areas are likely to exist. We now discuss the spatial organization of storage change on the karst. At first glance, some similarity can be found between recharge and discharge signal in figure 7.7, and this is confirmed by the correlation seen on figure 7.9. We attempt here to combine the spatial information on gravity change in a single plot. To do so, we compute the amplitude ratio of every site's gravity change with respect to BLAQ gravity change. BLAQ station is chosen as a reference because it exhibits gravity variations which are closest to those of the mean gravimetric water stock (see (Jacob *et al.*, 2008; Jacob *et al.*, 2009)). We perform a regression analysis between the four gravity values measured at each site and those measured at BLAQ station. The mean coefficient of determination (R^2) for the linear regressions is 0.85, and its lowest value is 0.52, insuring that most of gravity variations observed at the different sites are linearly related to the gravity variations at BLAQ station. Choosing SALV or CANA as the main comparison stations yields mean coefficients of determination of respectively 0.57 and 0.51, demonstrating poor linear relationships with these stations.

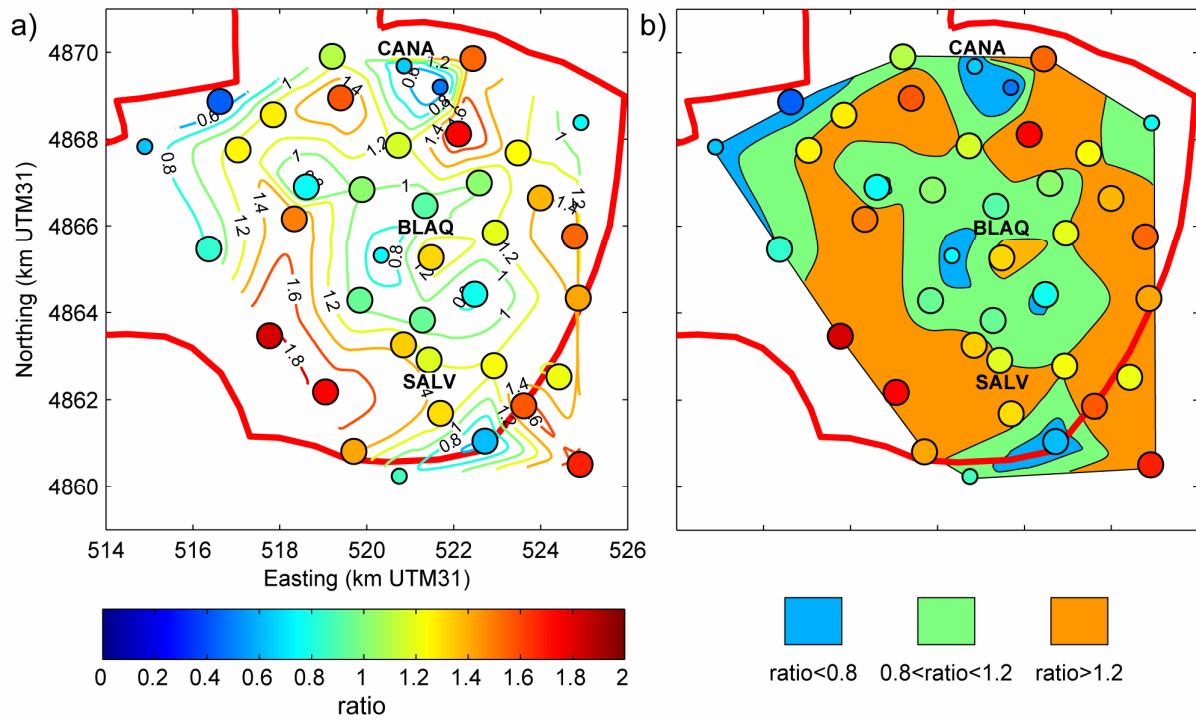


Figure 7.10 : a) Amplitude ratio between gravity at all sites and BLAQ AG, circle color represents ratio. Small and large circles are ratios with coefficient of determination respectively lower and higher than 0.7. b) same as a) showing three classes of ratios

The gravity amplitude ratio can be as low as 0.43 (site to the South-East of CANA) and as high as 1.83 (site to the West of SALV, see figure 7.10a), with a mean value of 1.15. Areas with high and low gravity amplitudes with respect to BLAQ are explicitly shown on figure 7.10b. Three classes of ratios are considered: ratios lower than 0.8, ratios between 0.8 and 1.2, and ratios larger than 1.2. Ratios larger than 1.2 are found in two distinct North-South trending zones, encircling a central zone

characterized by ratios between 0.8 and 1.2, comprising BLAQ station. Areas with ratios lower than 0.8 are found at the following sites: around CANA AG station; to the North-West of the recharge area and at some isolated gravity sites.

The link between the gravimetric map of figure 7.10 and the geologic and the karstification of the Durzon basin (figure 7.1) is not obvious. Because it is well known that erosion and dissolution in a karst system initiate in areas close to the spring and progress towards distal zones when the karstic network self-organizes, it could be expected that the observed gravity signal present some trend with respect to the spring distance. This is hardly the case. We rather propose that some features of the gravity signal may have a geomorphologic origin:

1) In the West, large plains exist at elevation generally lower than 740 m (figure 7.11). Embedded depressions, known as ‘poljes’, characterize this general area. Accumulation of detritic material such as clays and dolomitic sand - known as ‘terra rossa’ in this region - lead to thick soil covers. This accumulation mainly originates from the alteration of middle-Jurassic chert limestone outcropping at the South and North of the recharge area at elevations of ~ 800 m. As discussed by Bruxelles (2001) , the effects of such accumulations are twofold. Firstly, they may act as surface impervious layers, clogging karst infiltration pathways, therefore undermining efficient vertical drainage. Secondly, because of their high water retention capacity, underlying dolomites may be in constant contact with water, inducing their dissolution. The repartition of these detritic accumulations in space and in time may be responsible for observed poljes (Bruxelles, 2001b). Identified high gravity variations (figure 7.10b) in the South Western area may be explained with the aforementioned geomorphologic considerations. Indeed, the two sites showing the highest ratio relative to BLAQ AG variations to the West of SALV are located in low areas with observed detritic accumulation. High gravity amplitude areas are however not systematically in high detritic accumulation areas.

2) In contrast to the low topography of the western area, the central part of the Durzon basin between BLAQ and SALV sites correspond to elevated and hilly surfaces displaying thin soil covers due to the lack of detritic material. Because gravity variations are less pronounced here, our preferred interpretation is that the soil and the epikarst are unable to retain the water in the vadose zone during the hydrological cycle.

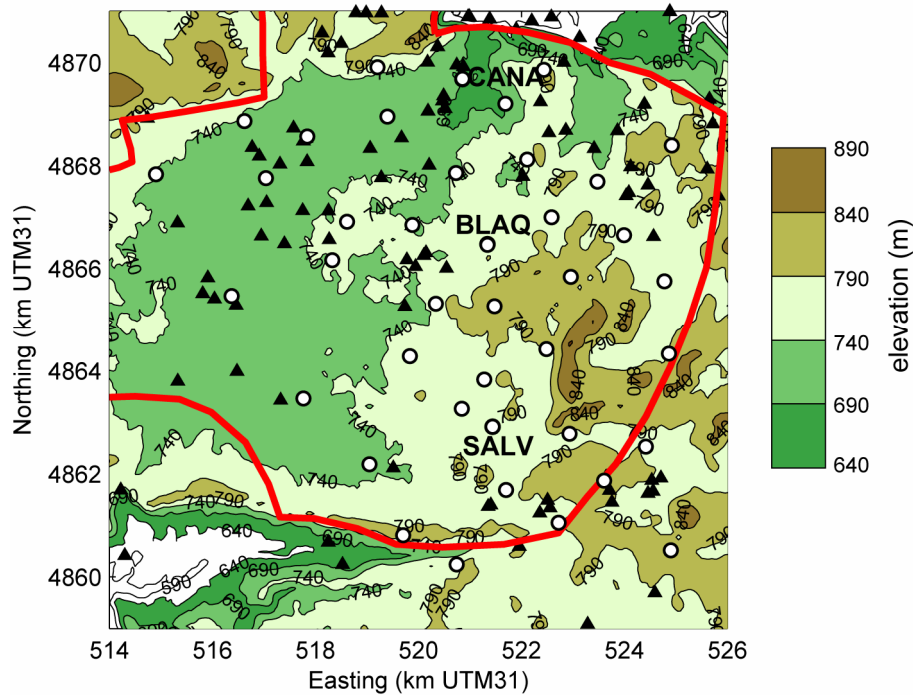


Figure 7.11 : Topography associated to the Durzon basin. Empty circles correspond to gravity sites.

Black triangles mark known cave locations.

5.4. Hydrological model explaining observed gravity signal

The main water storage entities in karst systems are generally thought to be the epikarst and the phreatic zone (Mangin, 1975). This implies that gravity changes may come from both water storage changes occurring in the epikarst and/or in the phreatic zone. However, the question of the depth of inferred water storage changes can not be answered by surface gravity measurements alone, as the source depth cannot be constrained. This issue was addressed by Jacob et al. (2009) by the set-up of a surface to depth gravity experiment. In this experiment, gravity changes between the surface and 60 m depth down a pothole (BEAU site on figure 7.1) were compared to AG variations at the karst surface. The main result is that BLAQ AG variations are driven by water storage changes occurring in the top 60 m of the karst, most plausibly in the epikarst. This demonstrates the important storage capacity of this horizon. The authors then conjectured that most water storage variations occurred in the epikarst in the Durzon karst system. This generalization is only tentative and formulated with caution. Indeed, this hypothesis was formulated using 3 surface gravity sites, whereas in the present study, gravity changes at 40 sites can be used to test it. We now examine two hypotheses whereby 1) epikarst is the dominant storage entity and 2) both epikarst and phreatic zone contribute to storage changes.

Considering epikarst as the main storage entity and therefore the main contributor to gravity changes implies the following. At each gravity site, the epikarst may be considered as a ‘leaky bucket’, fed by rainfall, and out of which water exits though evapotranspiration and deep infiltration.

In such a reservoir model, the outflow rate is proportional to the effective water height within the medium as initially proposed by *Maillet* (1905) . Also, a threshold in epikarst storage value H_T must exist above which fast infiltration occurs (figure 7.12a). This threshold value has a direct influence on the amount of stored water that the epikarst may hold. Using such a model, both Durzon spring base flow and high flow events (figure 7.2c) could be accounted for.

Areas of high gravity amplitudes (figure 7.9 and figure 7.10) are characterized by high storage capacities, implying high H_T values and slow infiltration discharge rates. In this manner, the epikarst may ‘fill up’ extensively after heavy rainfall events. Such a functioning may explain high storage changes observed for Δt_2^3 . Slow infiltration and evapotranspiration may deplete epikarst water storage during warm months, accounting for the high depletion observed for Δt_1^2 and Δt_3^4 at high gravity amplitude areas.

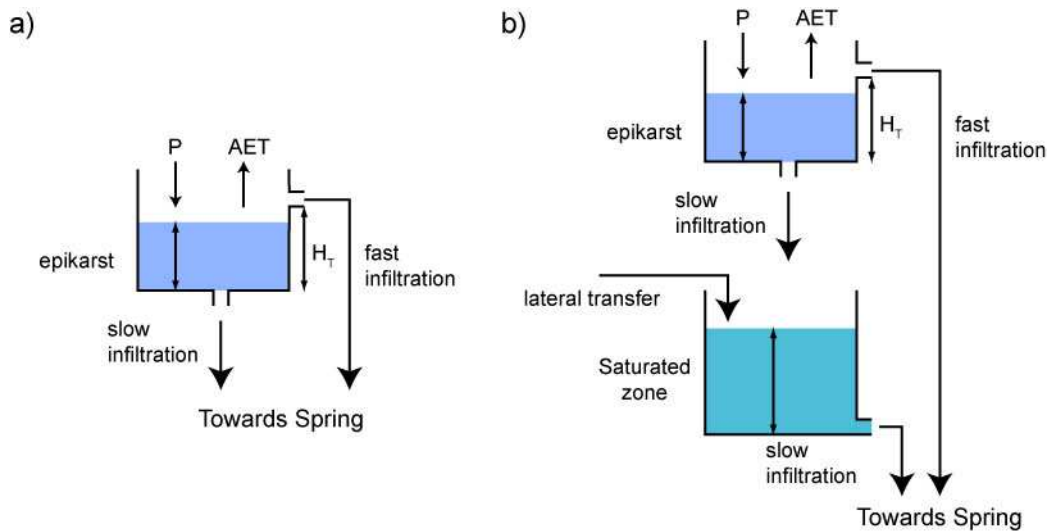


Figure 7.12 : theoretical transfer models a) case 1: epikarstic storage, b) case 2: epikarstic and saturated zone storage

Conversely, low gravity amplitude zones may be characterized by a low storage epikarst. Two possible explanations may account for this.

1) Threshold value H_T is low, meaning that a large proportion of rain water infiltrates through fast infiltration pathways visible at the spring only during the weeks following rainfall. Therefore, this part of the inner flow does not contribute to the signal detected by our surveys.

2) Basal infiltration is efficient, so that the epikarst is drained fast regardless of H_T values.

Up to now, we assume that only the epikarst stores water and that infiltration and phreatic zones only play a transmissive function and do not store water. However, both epikarst and phreatic zones may exhibit water storage changes. Unfortunately, water level data from the phreatic zone are scarce on the karst recharge area. Among existing wells, the one situated at ‘Les Menudes’ village is at the vicinity of a high amplitude gravity site (figure 7.1 and figure 7.10). The water table at this site is some 50 m

below the surface, and annual amplitudes may reach a few meters (Jourde, personal communication). Because of the lack of other wells, it is possible that this water level may correspond to a local reservoir. It remains that this saturated zone may contribute to time-lapse gravity variations.

For such a case, a conceptual model can be the one of figure 7.12 b (case 2). Similar types of models have been used to simulate spring discharges of other karsts (Fleury *et al.*, 2007a; Fleury *et al.*, 2007b). Here, infiltration from the epikarst also occurs above a threshold, and this infiltration is split into infiltration feeding the fast infiltration pathways to the spring and infiltration feeding the phreatic zone reservoir. This latter reservoir may also be fed by lateral water transfer, and its emptying feeds the base flow component of the spring but also the lateral transfer component to adjacent saturated reservoirs. In this case, high amplitude gravity changes may be due to both epikarst and saturated storage rising and falling during respectively wet and dry periods. In opposition to case 1, the saturated zone plays here a storage function. This kind of internal structure may correspond to annex-to-drain systems that have been described as high-head loss voids connected to drains and acting as storage entities within the phreatic zone (Mangin, 1975; Bakalowicz, 2005). This concept may perhaps be invoked to explain a signal associated to saturated or phreatic storage.

Because of the lack of continuous time series associated to our survey, both models (case 1 and 2) can explain the observed gravity signal over the Durzon basin. Areas of high gravity amplitude may denote both epikarst and phreatic zone storage changes (ratios over 1.2 on figure 7.10). Since other studies have proposed that absolute gravity measurements at BLAQ site are representative of epikarst gravity changes alone (Jacob *et al.*, 2009), it is possible that areas with similar gravity changes as those observed at BLAQ station (ratios between 0.8 and 1.2 on figure 7.10) may represent areas of negligible phreatic zone storage changes with dominant storage changes occurring in the epikarst.

Areas characterized by gravity amplitude ratios smaller than 0.8 are representative of zones that seasonally store little water, be it within the epikarst or the phreatic zone. This could mean that both epikarst and phreatic zone are well drained in these areas. Heavily karstified surface morphology in the low amplitude gravity area in the spring vicinity (surrounding CANA) may attest this.

6. Conclusion

Time-lapse microgravity surveying allowed us to monitor gravity changes at 40 sites on a karst recharge area of approximately 100 km². We find that the mean error on adjusted gravity values for an individual survey ranges between 2.4 and 5 µGals, and that consecutive survey errors range between 4 and 5.5 µGals. Therefore, statistically significant water storage changes of ~ 0.25 m equivalent water height can be detected with our measurement protocol.

Time-lapse microgravity surveys aimed at detecting water storage changes greatly benefits from AG values, inasmuch as no assumptions need to be made on the time stability of a site's gravity value, as is classically done when no absolute gravimeters are available. In fact, our gravity surveying on the

studied karst system reveals that no single site remains stationary with respect to gravity during the survey periods.

We use the mean gravity changes to constrain the water budget of the karst system by determining the amount of evapotranspiration water. Specifically, low evapotranspiration values are found during winter times, and large values are found between surveys during which a summer period occurs. For the winter recharge period, evapotranspiration is found to be low, so that microgravity changes are mostly representative of internal karst dynamics. Within this scope, we find that storage on the karst is heterogeneous, and that the water storage variations range from 10 to 55 cm. We propose that a relationship exists between identified areas of high and low gravity amplitudes and the repartition of superficial formations. Finally, we discuss how models of water storage may explain gravity changes. Although some areas may exclusively correspond to water storage in the epikarst, zones of large gravity changes may be driven by both epikarst and saturated water storage changes.

This study illustrates that microgravity surveying is well-suited to quantify in a unique way recharge processes on karst systems during high rainfall, low evapotranspiration periods. Field surveys with portable gravimeters tied with absolute gravity measurements allow a reliable measurement of water storage change over a large area. The understanding of complex aquifer systems, such as karst systems, benefit from this technique. However, it must be emphasized that time-dependent water budget and inference of underground water dynamics requires precise actual evapotranspiration measurements near gravity stations.

Acknowledgements

This work was funded by the “Agence Nationale à la Recherche” (ANR), under the program “ECCO Hydrologie et Géodésie” driven by N. Florsch. The Scintrex CG5 relative gravimeter was provided for by the ‘Institut National des Sciences de l’Univers’ (INSU). We would like to express our gratitude towards the inhabitants of the Larzac region who let us use their property for absolute and relative gravity measurements. We are indebted to Michael Bonno, Marc Daignières, Frédéric Boudin, Philippe Vernant, Cédric Champollion and Philippe Collard for their precious help on the field. We would like to thank Jacques Beilin for his help and assistance with his software MCGRAVI. Finally, we would like to acknowledge J-P. Boy for computing the global hydrological effects.

3. Discussions complémentaires

3.1. Indice topographique et variation de stock d'eau

La topographie joue un rôle important dans la répartition spatiale de plusieurs variables environnementales. Par exemple, l'emplacement de zones marécageuses (Rodhe et Seibert, 1999) ainsi que la répartition spatiale d'humidité du sol (Western *et al.*, 1999) ont été prédits avec succès en utilisant la topographie et les indices de similarité associés. De tels indices sont calculés à partir de modèles numériques de terrain (MNT) et sont des marqueurs de l'influence de la topographie sur la répartition spatiale de l'eau. Ici, l'indice topographique (IT) (Beven et Kirkby, 1979) est utilisé. En un point donné, cet indice est défini par:

$$IT = \ln\left(\frac{a}{\tan \beta}\right) \quad (7.15)$$

où $\tan \beta$ est la pente de la surface topographique locale, et a (m) est la surface des aires contributives en amont du point considéré divisée par le périmètre de ces aires.

Cela implique que les zones à large aire contributive ont une forte valeur d'IT comparées aux zones à faible aire contributive, caractérisées par des plus faibles valeurs d'IT. Les zones à fort IT sont donc susceptibles de contenir une teneur en eau plus élevée que les zones à faible IT. De même, les zones pentues ont une faible valeur d'IT et sont supposées être mieux drainées que des zones à faibles pentes et à plus forte valeur d'IT. De manière simpliste, cet indice permet de différencier quantitativement entre les hauts topographiques bien drainés et les fonds de vallées et les talwegs humides.

Par conséquent, l'IT est une mesure relative de la condition hydrologique d'une zone dans le paysage.

Néanmoins, l'utilisation de l'IT est basée sur plusieurs hypothèses :

- La pente de la surface topographique représente la pente de la nappe phréatique.
- La conductivité hydraulique est uniforme en surface sur la zone étudiée, et décroît exponentiellement avec la profondeur.

En paysage karstique, cet indice n'est guère utilisé car aucune de ces hypothèses ne semblent vérifiées. Néanmoins, nous calculons cet indice avec un MNT à 50m (IGN BD-Alté). Les calculs de pente et d'aire contributives amont sont réalisées avec Taudem (<http://hydrology.neng.usu.edu/taudem/>), qui utilise l'algorithme de routage de flux D- ∞ (Tarboton, 1997 165). Les points bas du MNT sont remplis pour maintenir la connectivité hydraulique.

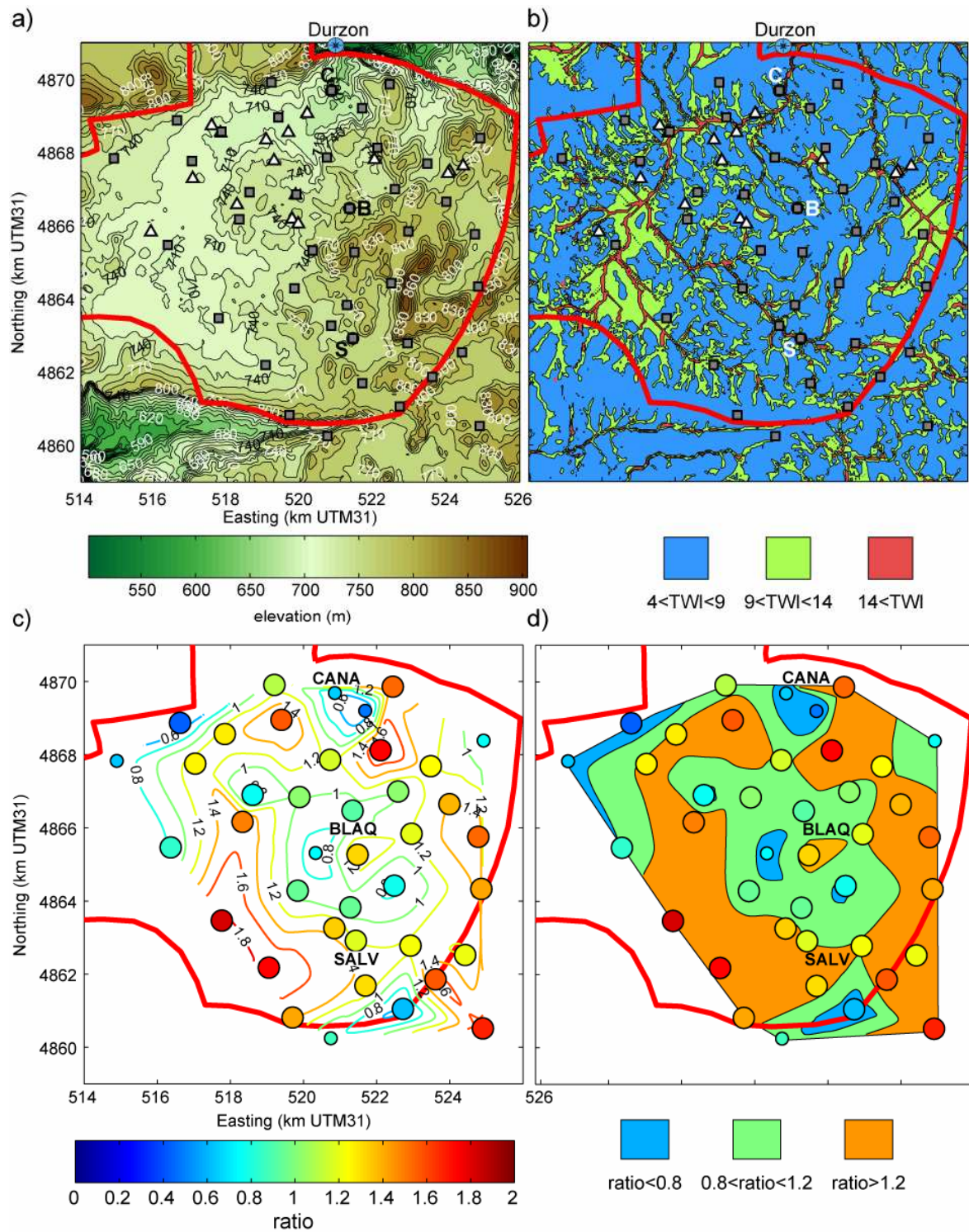


Figure 7.13 a) topographie du bassin d'alimentation, carrés noirs : stations gravimétriques, triangles blancs : cavités karstiques explorée sur une distance supérieure à 50 m , b) Indice topographique représenté selon trois classes, c et d) rapport d'amplitude des variations gravimétriques par rapport à BLAQ (voir sous-section précédente).

L' IT est représenté en trois classes en figure 7.13b. La première classe, aux indices inférieurs à 9, représente les zones bien drainées n'accumulant pas d'eau. Il s'agit principalement de hauts

topographiques et des pentes associées (comparer les figure 7.13a et b). La deuxième catégorie est définie comme ayant un IT compris entre 9 et 14. Les zones concernées sont des plaines et des talwegs, ce sont des zones où l'eau converge des zones drainées. La troisième catégorie de valeur d'IT est définie par des valeurs supérieures à 14. Ces zones, à très forte aire contributive en amont, sont principalement les fonds de vallées, où la convergence de l'eau est supposée être la plus forte. Si aucun phénomène karstique n'existait et si les hypothèses précédemment citées étaient vérifiées, ces zones représenteraient le réseau fluvial. D'ailleurs, lors de périodes de pluviométrie exceptionnelle, des lacs et des ruisseaux apparaissent au sud de l'aire d'alimentation (voir figure 4.7, section 4.4.3). L'IT prédit avec succès la localisation du ruisseau des Ménudes (Bruxelles et Caubel, 1996), ruisseau de direction SE-NW partant des Ménudes vers la dépression de Caussenujoul (figure 4.7). Il est intéressant de noter que deux sites gravimétriques à forte amplitude sont localisés en immédiate proximité de ce ruisseau temporaire (comparer figure 7.13b et d). De plus, les lacs temporaires se produisent dans les zones à forte valeur d'IT (comparer figure 4.7 et figure 7.13b). Toutefois, toute zone à forte valeur d'IT n'est pas systématiquement témoin d'écoulement de surface même en périodes de fortes pluies, ce qui démontre l'efficacité du drainage karstique en ces zones.

De manière générale, les zones à forte amplitude gravimétrique et les zones à forte valeur d'IT ont une organisation spatiale similaire. De fortes amplitudes en gravité sont observées selon deux axes Sud-Nord (figure 7.13d), encerclant une zone centrale à plus faible amplitude. L'organisation de l'IT suit globalement les mêmes tendances (figure 7.13b), une zone centrale à faible valeur d'indice encerclée par des zones à plus fortes valeurs d'indice. Il convient néanmoins de tempérer ce propos, car des sites gravimétriques installés sur zones à forte valeur d'IT ne présentent que peu de variations de gravité, c'est le cas par exemple du site CANA.

Bien que la relation entre IT et variations gravimétriques ne soit pas très concluante, il apparaît qu'un lien existe entre la topographie (et donc l'IT), la karstification et la capacité de stockage d'une zone. Les liens de causalité entre ces trois éléments ne sauraient être mis en évidence par une étude gravimétrique. L'indice topographique est un objet qui devrait intéresser les karstologues et les spéléologues car une relation semble exister entre le positionnement des grandes cavités karstiques et la répartition de cet indice (voir figure 7.13b).

3.2. Validité de l'Approximation de Bouguer

Dans l'article précédent, nous avons converti les variations de pesanteur à chaque station en variations de lame d'eau équivalente en utilisant l'approximation de Bouguer (voir figure 7.9). De même, dans les articles sections 5.2 et 6.2, cette hypothèse a été faite pour convertir le stock d'eau à l'échelle du karst en pesanteur. Nous discutons maintenant les conditions de validité d'une telle hypothèse. En effet, les variations de masse volumique liées aux variations de stock d'eau ne sont sans doute pas uniforme autour de chaque site. De plus, la topographie environnante vient rompre l'approximation plane des hypothèses de Bouguer. Cet effet est particulièrement important quand le site est enterré et

se retrouve donc sous une partie des masses. Avec un modèle numérique de terrain précis, et en faisant l'hypothèse que les masses d'eau se répartissent selon la topographie, on peut calculer l'influence de la topographie environnante au point de mesure. Ceci n'a malheureusement pas été effectué.

Ici, nous examinons des considérations géométriques reliées à l'attraction d'un plateau infini. Pour ce faire, l'attraction d'un cylindre dont on fait varier les dimensions est comparée à l'attraction d'un plateau de même épaisseur. Soit le point P de mesure, à l'aplomb et à une distance verticale z du cylindre de hauteur h et de rayon R (figure 7.14a).

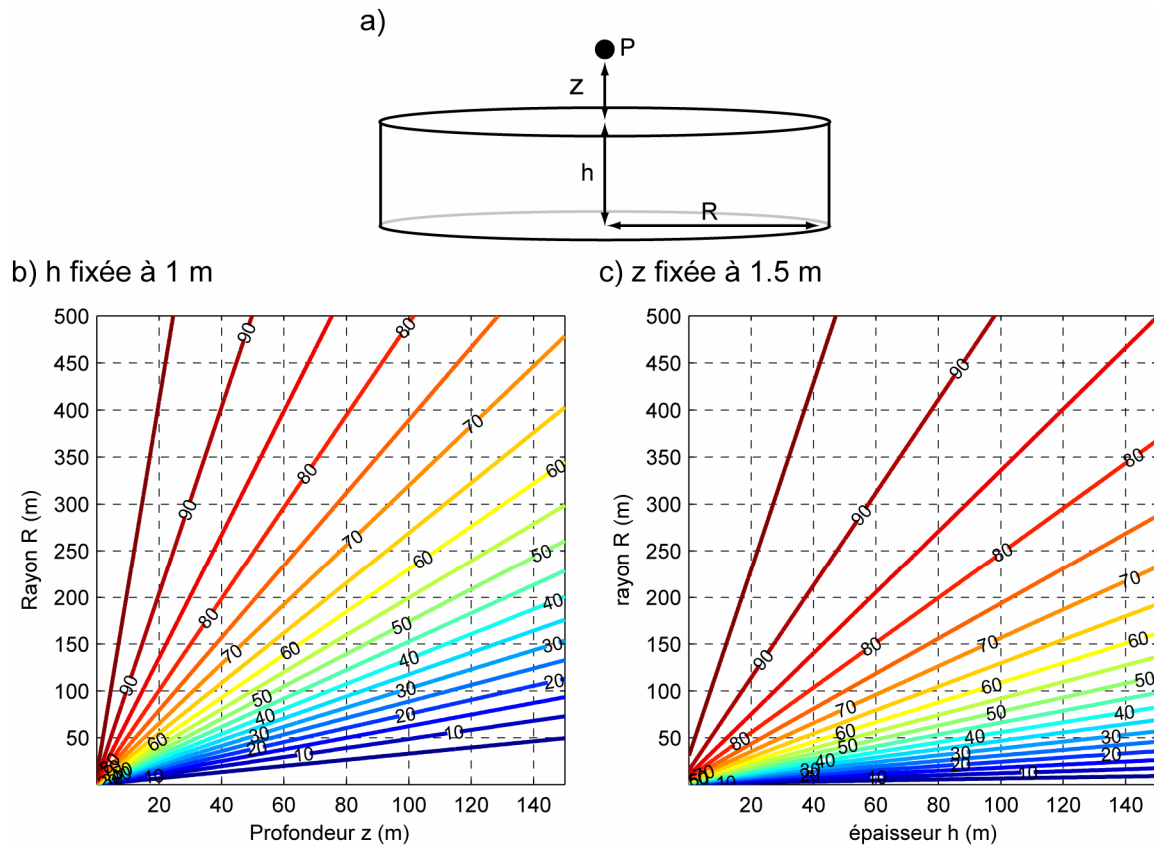


Figure 7.14 : a) schéma illustrant les paramètres du modèle : profondeur z entre le point de mesure P et le cylindre d'épaisseur h et de rayon R , b) : pourcentage entre l'attraction d'un cylindre de 1 m d'épaisseur et celle d'une plaque infinie de même épaisseur, en fonction de z et de R , c) pourcentage entre l'attraction d'un cylindre pour z fixée à 1.5 m et de la plaque infinie correspondante en fonction de h et de R .

En fixant l'épaisseur h du cylindre à 1 m, z et R sont les variables explorées; le rapport entre l'attraction des différentes géométries du cylindre et le plateau de même épaisseur est montré en figure 7.14b. Ainsi, l'attraction du cylindre de 1 m diverge d'autant plus de l'attraction du plateau pour des profondeurs z élevées et des rayons R faible. Pour $h=1$ m, l'ensemble des cylindres pour lesquels on obtient 90% de l'attraction de plateau est défini par la relation entre le rayon R et la profondeur z :

$$R \approx 20z \quad (7.16)$$

En considérant des variations de densité sur un horizon de 1 m, par exemple l'épaisseur d'un sol, et en considérant un point de mesure fait à 0.25 m de ce sol (hauteur du capteur de Scintrex CG5), l'approximation de Bouguer est justifiée si :

- la topographie autour du point de mesure est relativement plane
- les variations de densité dans le sol sont homogènes sur un rayon d'au moins 5 m autour du point de mesure.

Fixons maintenant z à 1.5m. Cette hauteur représente la hauteur à laquelle un gravimètre FG5 mesure la pesanteur, en considérant une dalle d'épaisseur ~ 0.2 m. Nous faisons maintenant varier l'épaisseur h et le rayon R du cylindre. L'obtention de 90% d'une attraction d'un plateau infini relie le rayon R à l'épaisseur h non nulle selon la formule approximative :

$$R \approx 4.8h + 15 \quad (7.17)$$

Une variation de g mesuré sur un terrain plat, dont les premiers 10 m voient leur teneur en eau varier, peut être approximée par un effet de plateau si et seulement si les variations de teneur en eau ont lieu de manière homogène sur un rayon supérieur à ~ 60 m.

Considérons maintenant un sol de 1 m d'épaisseur. 90% de l'effet de plateau provient d'un rayon de ~ 20 m pour une mesure à 1.5 m du sol. Dans le cas de mesures absolues, celles-ci sont effectuées au sein de bâtiments qui empêchent les variations de teneur en eau d'avoir lieu superficiellement en leur sein. Ainsi, pour des variations superficielles de teneur en eau, un bâtiment va donc jouer le rôle de 'masque' quant aux variations de g d'origine superficielle. Ceci est discuté en section 5.3.5.

L'approximation de Bouguer n'est plus valide dès lors que les masses ne se répartissent pas de manière homogène ni de manière quasi-horizontale.

3.3. Variations de la piézométrie aux Ménudes et variation de g

Un capteur de pression a été installé au hameau des Ménudes (voir figure 7.1 de l'article précédent) par H. Jourde et P. Brunet (Hydrosiences Montpellier). Nous mentionnons ces variations de niveau dans l'article précédent comme ayant une éventuelle contribution sur les variations de pesanteur mesurées en surface. Les variations de niveau sont présentées à la figure suivante, en rapport avec les quatre périodes de levés gravimétriques. Le signal haute fréquence observé sur la courbe de niveau est dû au pompage de l'eau des habitants des Ménudes de ce forage. Des oscillations journalières ponctuent ainsi la chronique.

Les variations du niveau d'eau entre les différents levés atteignent plus de trois mètres (figure 7.15). Ces variations de niveau d'eau contribueront d'autant plus aux variations de pesanteur en surface si les conditions suivantes sont remplies :

- la nappe doit être considérée comme libre, par opposition aux nappes captives où peu de variations de masses ont lieu (voir annexe Ploemeur)

- les variations de niveau ne doivent pas être purement locales, l'effet gravimétrique du battement d'une éventuelle nappe tend vers un effet de plateau si le battement affecte une distance horizontale bien supérieure à la profondeur de la nappe.

Nous allons maintenant considérer que cette nappe est suffisamment grande et que les variations de son niveau sur le long terme sont spatialement homogènes pour pouvoir considérer l'effet de plateau des variations de son niveau. Si ces hypothèses sont vérifiées, alors la variation de pesanteur causée par le battement de la nappe peut s'écrire :

$$\Delta g_{sat} = 2\pi G \rho_e \omega \Delta h \quad (7.18)$$

avec ρ_e la densité de l'eau, ω la porosité utile de la roche et Δh les variations de niveau de la nappe. En outre, les variations de pesanteur en surface peuvent aussi être occasionnées par des variations de teneur en eau dans l'épikarst et dans la zone phréatique, comme c'est peut-être le cas au Ménudes.

Ainsi, les variations de gravité en surface Δg_{surf} sont la somme d'une contribution épikarstique Δg_{ep} et d'une contribution phréatique Δg_{sat} :

$$\Delta g_{surf} = \Delta g_{ep} + \Delta g_{sat} \quad (7.19)$$

Sans autre mesure que la gravité en surface, ces deux contributions ne peuvent pas être dissociées. Ici, nous connaissons les variations de niveau d'eau mais l'équation ci-dessus reste sous déterminée car ni la porosité ni la contribution de l'épikarst est connue.

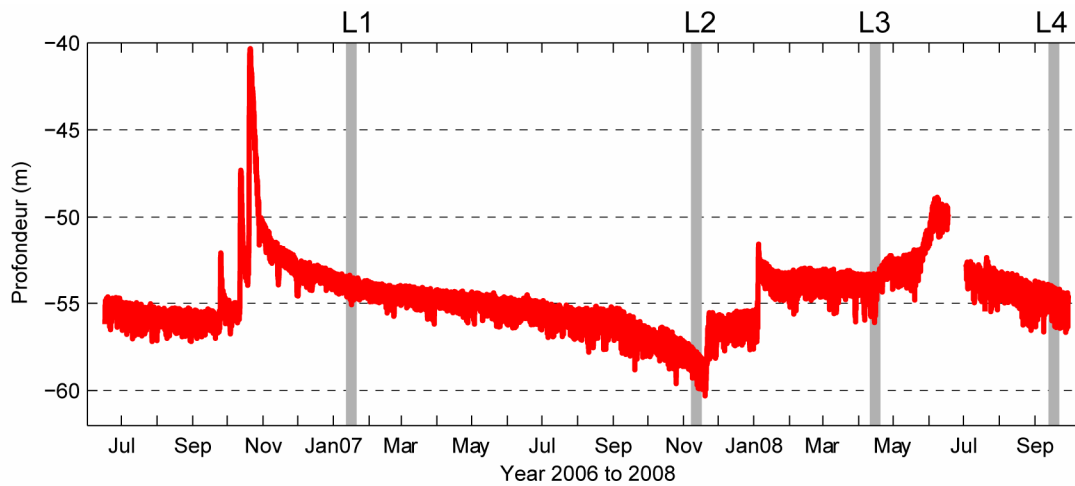


Figure 7.15 : Niveau mesuré aux Ménudes (profondeur relative à la surface), les quatre périodes de levé sont indiquées.

Plaçons nous d'abord dans l'hypothèse peu réaliste d'un stockage épikarstique nul : les variations de g en surface sont donc exclusivement à mettre en relation avec les variations du niveau d'eau de la nappe. La relation entre Δg_{surf} et Δh est alors donnée par l'équation (7.19). La figure 7.16 illustre les variations de g par rapport aux variations de niveaux de la nappe, une tendance linéaire y est observée.

La pente de la droite passant au mieux par les points est de $5.5 \mu\text{Gal}/\text{m}$, ce qui implique une porosité ω de $\sim 13\%$. Cette valeur est une valeur maximale car on considère que toutes les variations de teneur en eau proviennent de la zone saturée.

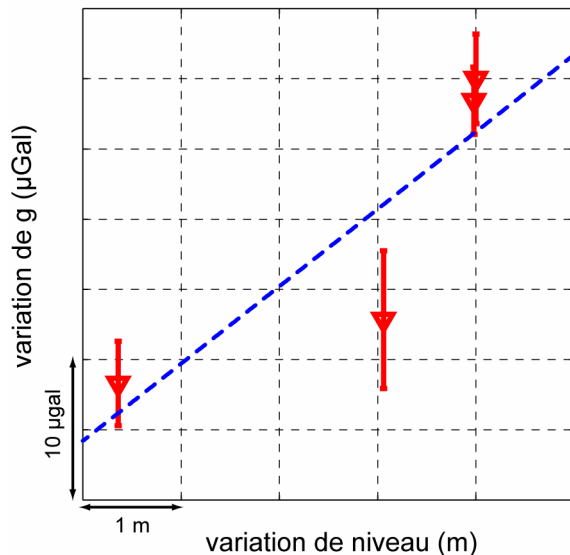


Figure 7.16 : Variation de g mesuré aux Ménudes en fonction des variations de niveau de la nappe. La droite passant au mieux par les données est indiquée.

Considérons maintenant que Δg_{ep} aux Ménudes peut être approximé par les variations de g à BLAQ, qui ont sûrement une origine épikarstique (voir section 6.2). L'épikarst à la station BLAQ est ici considéré comme un épikarst type, ce qui peut être contesté.

Dans ce cas, on trouve un rapport $\Delta g_{sat} / \Delta h$ de $\sim 3 \mu\text{Gal}/\text{m}$, ce qui implique une porosité de $\sim 7\%$. Cette valeur de porosité est à rapprocher de celle trouvée par les différences de g entre surface et profondeur (voir section 6.2), qui est du même ordre de grandeur.

Une quantification de la contribution de la zone saturée sur les variations de gravité aux Ménudes reste à faire, celle-ci passe par une étude hydrogéologique plus classique impliquant le suivi du niveau de la nappe en plusieurs forages pour quantifier son extension et son fonctionnement.

On atteint ici les limites de la méthode gravimétrique, qui ne peut discriminer à quelle profondeur les variations de masse ont lieu.

4. Conclusion partielle

La microgravimétrie répétée est un outil puissant pour détecter les variations de stock d'eau en une multitude de sites. L'hétérogénéité spatiale des propriétés de stockage du karst est ici mise en évidence : des zones à fortes et faibles variations de stock d'eau sont délimitées. D'un point de vue méthodologique et instrumental, notre protocole de mesure et notre traitement permettent la détection sans équivoque de $\sim 0.25 \text{ m}$ de variation de lame d'eau en 40 points d'une surface de $\sim 100 \text{ km}^2$. En prenant l'hypothèse que les variations de gravité observées sont représentatives des variations de stock d'eau sur l'ensemble du karst, nous apportons des contraintes supplémentaires sur l'évapotranspiration réelle à l'échelle du karst. Ainsi, nous trouvons que le coefficient d'évapotranspiration k_{ET} est faible pendant la période hivernale et fort pendant les périodes estivales. Ceci est par ailleurs bien connu des

agronomes, ou le coefficient ‘cultural’ (Allen *et al.*, 1998) varie en fonction du stade végétatif des plantes. Dans de futures études, la gravimétrie pourrait donc servir pour quantifier les flux évaporatoires, à conditions que les autres flux soient connus, et particulièrement le flux d’infiltration profonde. De façon analogue, l’évapotranspiration doit être précisément déterminée pour étudier le fonctionnement interne du karst par gravimétrie. Ainsi, pour les périodes estivales où les variations de stock sont dominées par la perte évaporatoire, la dynamique interne du karst ne peut être appréhendée du fait des incertitudes sur l’évapotranspiration.

La période hivernale de recharge, caractérisée par une faible évapotranspiration, est donc une période privilégiée pour l’étude des phénomènes de variations de stock sur le karst. Malheureusement, une seule période hivernale a pu être encadrée par des levés gravimétriques. Cette période de recharge a été toutefois forte en enseignement : elle nous a permis d’émettre l’hypothèse de variations de stockage dans des horizons phréatiques, en particulier aux Ménudes. Nous butons ici une fois de plus sur l’ambiguïté de la mesure gravimétrique de surface : si les variations de stock sont détectées, leur localisation et leur répartition en profondeur ne peuvent être établies avec certitude sans des mesures complémentaires.

8. INFILTRATION SOUTERRAINE ET DEFORMATION INCLINOMETRIQUE

1. Motivation et principaux résultats

Les études gravimétriques présentées précédemment reposent sur des mesures dont le cycle de mesure est supérieure au mois. Les phénomènes long terme peuvent ainsi être appréhendés, mais tout phénomène de période inférieur au mois passe inaperçu. Les phénomènes ‘rapides’ du karst ne sont ainsi pas échantillonnés; de tels phénomènes se manifestent à la source par les crues consécutives aux fortes pluies. S’il est généralement admis que l’infiltration rapide s’effectue par des fractures ouvertes menant à la zone phréatique, ce processus n’est pas perceptible par les techniques gravimétriques présentées précédemment. De part leur capacité à enregistrer de manière quasi-continue le mouvement différentiel d’une équipotentielle sur une longueur donnée, des inclinomètres longue base ont été installés en deux sites sur le Causse (figure 4.11) : les sites INFRUTS et TITOU. Ces instruments sont décrits en section 2.2.2.

La déformation générée par l’eau passe par trois processus :

- l’effet de surcharge élastique, l’eau étant considérée comme une masse pesante déformant de manière élastique le karst sous son poids,
- l’effet poro-élastique du au remplissage de pores et aux variations de pression effective,
- l’effet de surcharge dans les fractures liées aux variations de niveau d’eau dans celles-ci.

L’instrument développé par F. Boudin (2004) a d’abord suscité de grandes attentes théoriques quant à l’observations de variations de niveau de nappes à grande échelle via les effets de surcharge (Rerolle *et al.*, 2006). D’éventuels effets locaux n’avaient pas été pris en compte ; ceux-ci se sont révélés avoir un signal supérieur d’un ordre de grandeur au signal de la surcharge régionale. Ainsi, Longuevergne (2008) observe un fort signal local lié au fonctionnement hydrologique d’une fracture. Néanmoins, un signal lié aux variations de stock à l’échelle du bassin versant étudié est décelé, ainsi que le signal lié aux variations de niveau au sein de l’aquifère des alluvions rhénanes.

Des inclinomètres courte base ont déjà été installés en milieu karstique sur le causse de l’Hortus, France (Durand, 1992). Les résultats de cette étude ont permis d’observer un signal induit par l’hydrologie, mais la forte dérive et la faible sensibilité des instruments utilisés ont rendu toute interprétation hasardeuse.

Depuis les années 1970, les géodésiens ont pris conscience des effets de l’hydrologie sur l’inclinaison, et l’installation d’inclinomètres à des fins d’observations géodynamiques et tectoniques est recommandée à grande profondeur pour minimiser les effets de l’hydrologie (Agnew, 1986; Johnston *et al.*, 1995). Les inclinomètres installés au Japon ont été parmi les premiers à observer une réponse en tilt consécutive aux pluies (Sato *et al.*, 1980) (figure 8.1). Un modèle de boîtes communicantes a permis de rendre compte de ce signal.

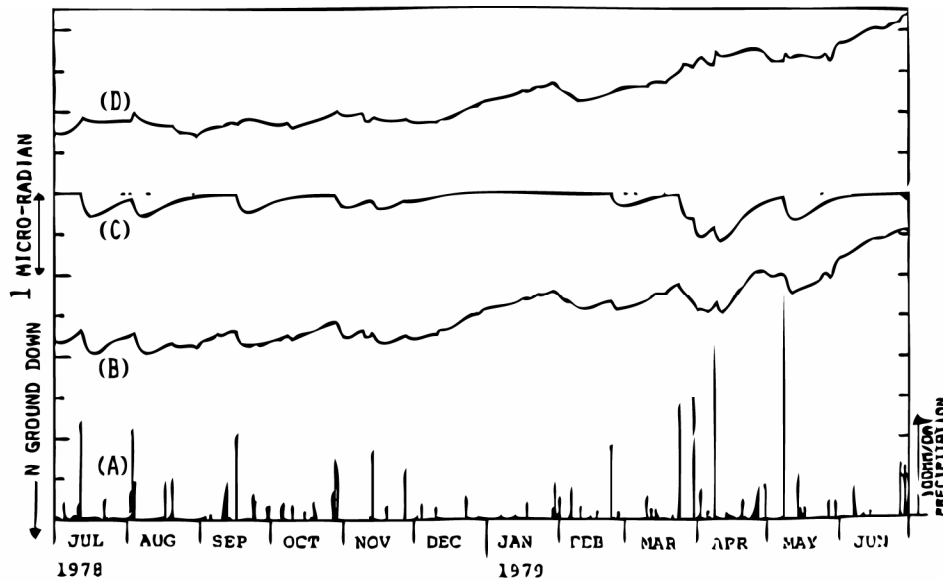


Figure 8.1 : (A) Pluviométrie, (B) tilt observé, (C) tilt modélisé et (D) différence entre observation et modèle pour la station inclinométrique de Chikamata, Japon, d'après Sato et al. (1980) .

Sur le Causse du Larzac, les inclinomètres installés présentent une réponse consécutive aux fortes pluies (similaire à celle de la figure 8.1). Le signal aux INFRUTS est de $\sim 10^{-5}$ rad alors que celui à TITOU est de $\sim 10^{-6}$ rad. Ce signal semble être réversible et son temps caractéristique varie selon les sites. Dans l'article suivant, nous analysons les trois processus possibles mentionnés ci-dessus pour déterminer lesquels sont responsables des signaux observés. Nos interprétations sont faites en considérant une déformation élastique réversible. Nous avons d'abord déterminé expérimentalement les paramètres élastiques grâce à une expérience de surcharge locale induite par des tracteurs disposés à proximité du site de mesure. Nous trouvons que l'effet de surpression dans les fractures semble être le processus le plus probable pour expliquer l'inclinaison observée. De plus, les fractures génératrices de tilt doivent se trouver à moins de ~ 200 m des instruments. En milieu karstique, ces instruments sont donc intéressants pour le suivi de variations de niveau d'eau dans des fractures proches. Les signaux mesurés sont ensuite analysés par un formalisme de modèle à réservoir, et nous montrons qu'il est nécessaire d'inclure deux de ces modèles pour rendre compte du tilt observé pour chaque instrument. Nous concluons que les inclinomètres sont donc sensibles à la déformation générée par plusieurs fractures. De part les connaissances apportés par la gravimétrie, nous discutons du fait que les dites fractures soient au niveau de la zone épikarstique. Finalement, la diversité des temps caractéristiques dans les réponses observées traduirait le fait que des phénomènes d'infiltration rapide et longue se côtoient, mettant l'accent une fois de plus sur l'hétérogénéité des systèmes karstiques.

2. Article: Long base tiltmeters monitor water infiltration in a karst system

Long base tiltmeters monitor water infiltration in a karst system

Thomas Jacob¹, Jean Chery¹, Frédéric Boudin¹, Roger Bayer¹

¹ **Géosciences Montpellier**, UMR CNRS/UM2 5243, Université Montpellier II, Montpellier, France

Received 6 April 2009

Abridged title: Water Flow Monitoring in a Karst Using Tiltmeters

Submitted to Water Resources Research

Abstract

The aim of this study is to bring new information on water storage dynamics on karst systems from tiltmeter measurements. Newly developed long base tiltmeters are installed at two sites on the Larzac plateau (France) in a karst aquifer of $\sim 100 \text{ km}^2$ recharge area. Each site is located below the surface within a karst cave where two tilt directions are monitored. Significant reversible tilt deformation is observed at both sites consecutive to heavy precipitation, reaching amplitudes of 10^{-6} to 10^{-5} radian. Elastic parameters are determined with an experiment in which a tiltmeter site is loaded at its surface by up to 25 tons of weight (using tractors) at strategic locations. Mechanisms responsible for the observed tilt are then examined by means of finite element modeling, and we come to the conclusion that fracture pressure loading is the most plausible mechanism. Within this scope, we use the tiltmeter responses to extract time constants from nearby fractures using lumped modeling. These time constants are representative of fracture filling and withdrawal nearby the tiltmeters. These instruments therefore appear as appropriate tools to study local dynamics of water infiltration in karst systems.

Keywords: tilt, karst, fracture, deformation, hydrogeology, geodesy

1. Introduction

Because of their structural heterogeneity, karst systems are complex hydrological systems whose spring hydrographs are classically analyzed and modeled to obtain information. Such systems are conceptually divided into three horizons: epikarst, infiltration zone and saturated or phreatic zones (Mangin, 1975). The spring discharge is characterized by two regimes: high flow consecutive to precipitation and base flow during drier periods. High flow events are due to fast water infiltration to the phreatic zone through enlarged drainage shafts and are short-lived (typically 5 to 20 days). Base flow discharge is sustained by groundwater storage within the karst and may last several months. Two main approaches are adopted to simulate karst spring hydrographs: (1) physical modeling and (2) lumped modeling. Physical modeling using water transfer equations requires a good knowledge of the internal geometry and physical properties of the system, which is rarely the case (Jeannin, 2001). Lumped modeling is based on two methods; (1) black or grey box models based on deconvolution (Labat *et al.*, 2000a; Labat *et al.*, 2000b; Denic-Jukic et Jukic, 2003; Jukic et Denic-Jukic, 2006) and (2) and lumped reservoir models based on conceptual models (Fleury *et al.*, 2007a; Fleury *et al.*, 2007b). These models bring information on the overall behavior of karst systems and reveal the existence of virtual reservoirs having different discharge time constants. However, lumped modeling approaches are ill-suited for the understanding of local water transfer within the karst because of the difficulty to measure in-situ water flow.

Water transfer within karst systems is indeed highly heterogeneous due to a complex interplay between pores, fractures of variable apertures and large conduits. This leads to a highly variable saturation and methods such as borehole water level monitoring are often difficult to interpret. Geophysical methods such as electrical resistivity soundings and magnetic resonance soundings (Legchenko *et al.*, 2002) bring local information on water storage but are rarely implemented as continuous monitoring tools. Furthermore, such methods have limited resolution and investigation depths. Recently, gravity variations have been used to quantitatively estimate the water storage variations in a karst system (Jacob *et al.*, 2008; Jacob *et al.*, 2009). However, both the lack of continuous acquisition and the difficulty to locate the source position makes any interpretation of the results hazardous in terms of water transfer. It appears particularly difficult to monitor in situ the infiltration processes from the karst surface to the saturated zone, for both slow and fast infiltration.

A way to infer water transfer in a permeable medium is to study its impact on the deformation of the solid medium using high resolution tiltmeters. Long base tiltmeters measure the difference in vertical displacement with respect to a gravity equipotential surface over a baseline typically 5 to 200 m in length. Since the pioneering work of Michelson (Michelson, 1914), newly-developed instruments show a stability better than 10^{-8} rad/month with low noise levels (better than 10^{-10} rad) (d'Oreye et Zurn, 2005; Boudin *et al.*, 2008). Tilt deformation of hydrological nature has classically been considered noise for geophysicist (Yamauchi, 1987; Dal Moro et Zadro, 1998; Zadro et Braitenberg, 1999). However, tiltmeters have recently been set up for the specific study of

hydrology. Deformation due to pore pressure changes have been monitored with this technique (Weise *et al.*, 1999; Fabian et Kümpel, 2003). Water also acts as a load which deforms the upper crust, and such loading has been observed by tiltmeters at the hydrological basin scale (Longuevergne, 2008). Also, water level variation in a hydraulically active fracture close to a tiltmeter was identified as a distinct source of deformation (Evans et Wyatt, 1984; Longuevergne *et al.*, 2009).

In this study, the data from two sets of long base hydrostatic tiltmeters installed in caves within a karst system are analyzed. As all instruments exhibit a rainfall triggered tilt responses, we explore the possible physical mechanisms responsible for this signal. We first determine elastic constants at one site with an anthropogenic loading experiment. Using a finite element elastic model, tilt generated from both surface gravity loading and fracture loading is then compared to observed tilt amplitudes. Finally, observed tilt time responses are accounted for using hydrological reservoir lumped modeling comprising soil and fracture reservoirs.

2. Site description and instrumentation

2.1. The Durzon Karst system

The Durzon karst system is located in the Grands Causses area, southern French Massif Central. This aquifer is embedded in a 400 m thick formation of middle to upper Jurassic limestones and dolomites, deposited on top of a 200 m thick upper-Liassic marl formation (Bruxelles, 2001a) (figure 8.2). This latter formation acts as an impermeable barrier which defines the lower limit of the saturated zone of the karst system. Middle Jurassic formations are predominant on the recharge area, particularly a 200 m thick dolomite formation of Bathonian age which largely outcrops.

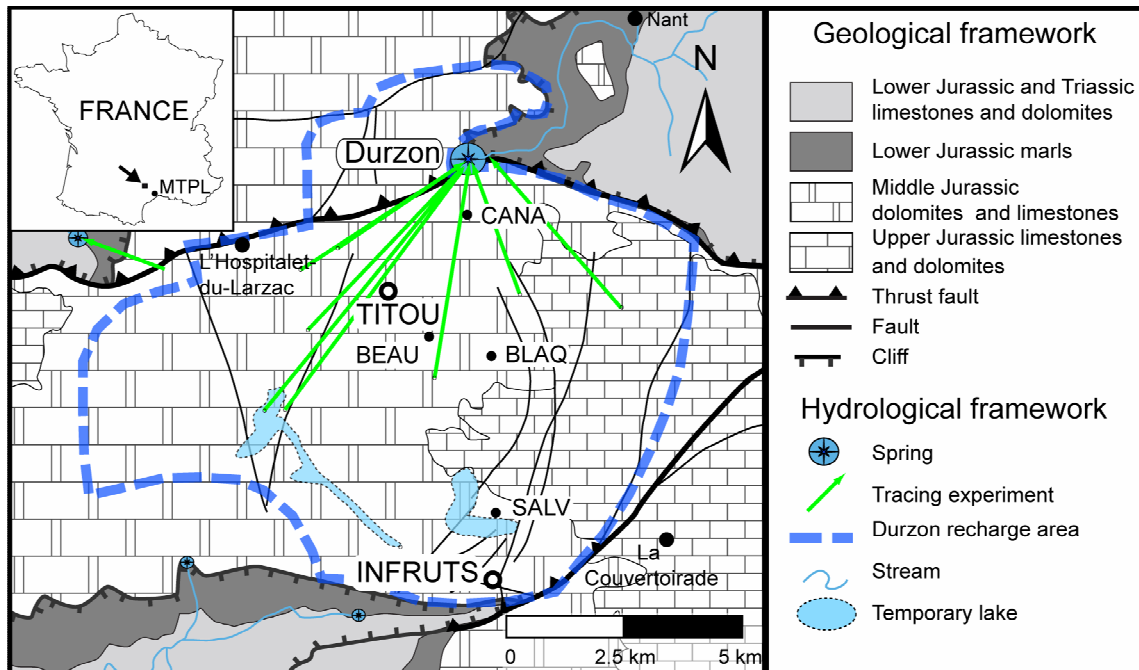


Figure 8.2: Hydrogeological setting of the karst system; tiltmeters location is given by open circles. SALV, BLAQ, BEAU and CANA correspond to absolute gravity measurement sites.

Recharge water for the Durzon karst system exclusively comes from rainfall which infiltrates at the surface of the plateau with a catchment surface of $\sim 100 \text{ km}^2$ at a mean elevation of 750 m. Discharge occurs at the Durzon Spring at 533 m of elevation. Thanks to its monitoring by the Parc National des Grands Causses, this perennial spring is known to have a mean daily discharge of $1.4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (calculated over the 2002-2007 period) with maximum daily discharges reaching $18 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ during high-flow events. In agreement with a well accepted karst model (Mangin, 1975), a karst system may be horizontally layered into three zones: 1) the epikarst zone including both soil and weathered rock has 5-30 m depth. This zone has a high secondary porosity and is expected to be an important water reservoir (Williams, 1983; Jacob *et al.*, 2008; Williams, 2008; Jacob *et al.*, 2009) 2) the infiltration zone below is mostly composed of massive rock with penetrative fissures and conduits, therefore making a fast vertical water transfer possible 3) the saturated or phreatic zone formed by large conduits insures a mostly horizontal water flow to the outlet.

Water storage's location likely differs from karst to karst and may lie within the epikarst and/or the phreatic zone (Bakalowicz, 2005). However, spring hydrographs generally share common features: high flow events consecutive to important precipitations and a base flow component. High flow events necessitate fast water infiltration to the phreatic zone through enlarged drainage shafts and are systematically short-lived. Base flow discharge is sustained by diffuse groundwater storage within the karst (pores, fissures, large open voids).

During exceptionally long rainfall periods, temporary lakes (shown in blue in figure 8.2) appear at the south of the recharge area (Plagnes, 1997; Bruxelles, 2001a), their last appearance being in 1996. These lakes reflect that a large amount of precipitation may sometimes exceed the infiltration capacity of the epikarst and infiltration zone towards the saturated zone (Ricard et Bakalowicz, 1996; Plagnes, 1997; Bruxelles, 2001a). The vadose zone, including the epikarst and infiltration zone has therefore a different behavior in the North and South of the recharge area. It is well-drained in the North, and inefficiently drained in the South (figure 8.2) (Ricard et Bakalowicz, 1996; Bruxelles, 2001b).

2.2. Instruments and site description

Long base hydrostatic tiltmeters have been installed at two sites on the Durzon karst system. A hydrostatic tiltmeter consists of a tube connecting two vessels filled with water in which the water level is monitored. These instruments therefore measure the time-varying angle between a gravity equipotential surface, materialized by the water level in the two vessels, and a surface on which the two vessels are installed, representative of the rock mass. Therefore, tiltmeters are relative instruments which bring information on the deformation evolution relative to an initial state. In order to measure tilt as precisely as possible, special attention is given to the coupling between the instrument and the surrounding rock. Niches were indeed dug in the rock faces so that the tiltmeter vessels are in direct

contact with the rock. Such instruments are already installed in horizontal mine shafts and display a short term resolution of 10^{-9} rad and a stability of 10^{-8} rad/month under appropriate thermal regimes (Longuevergne *et al.*, 2009). The technical description of these instruments can be found elsewhere (Boudin, 2004; Boudin *et al.*, 2008).

Site	depth (m)	latitude	longitude	azimuth (°)	length (m)	code name
TITOU	50	43.96245	3.24095	12	10.8	T012
				94	24.9	T094
INFRUTS	16	43.90484	3.26679	111	8.9	I111
				144	4.7	I144

Table 8.1 : tiltmeter specifications for the two sites TITOU and INFRUTS

The two tiltmeter sites are called TITOU and INFRUTS. Two sets of tiltmeters are installed within each site. TITOU site is located at the North of the recharge area (figure 8.2) and the two tiltmeters were installed in July 2006 at 50 m depth in the N012° (T012) and N094° (T094) directions with respectively 10.8 and 24.9 m lengths (table 8.1 and figure 8.3). INFRUTS site is located close to the southern boundary of the recharge area; its tiltmeters monitor the N111° (I111) and N144° (I144) azimuths with respectively 8.9 and 4.7 m lengths (table 8.1 and figure 8.3). This later site was set up in June 2007.

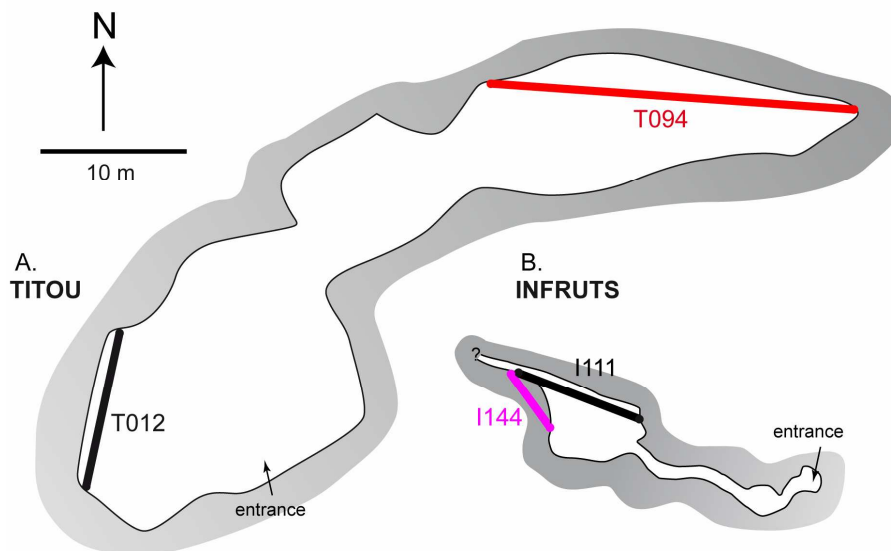


Figure 8.3: map view of tiltmeter sites. Straight lines represent tiltmeters location on the rock face. Thin lines contoured in grey represent the two caves chambers that can be reached from the surface through potholes. The same scale is used for the two sites.

It should be emphasized that the two sites are in different configurations:

1. The instruments depths are indeed different (see table 8.1) as TITOU site is indeed 3 times deeper than INFRUTS site.
2. The instruments lengths are diverse, with TITOU T094 tiltmeter almost reaching 25 m, whereas INFRUTS longest instrument I111 only reaches 8.9 m in length.
3. The site locations on the karst are in distinct hydrological and geomorphological areas. Large dissolution-widened fractures and potholes reach the phreatic zone some 150-180 m below the karst surface in the vicinity of TITOU site, therefore insuring effective drainage in a well-developed infiltration zone for this area. By contrast, INFRUTS site is located within a doline close to the temporary lakes zone (figure 8.2) at the extreme South of the recharge area. In this site's vicinity, impervious lower Jurassic marls defining the lower limit of the karst aquifer are relatively shallow (~100 m) compared to the rest of the recharge area (Bruxelles, 2001a). Furthermore, no well-developed cave system is known to reach the phreatic zone near INFRUTS site and the rapid infiltration is thought to be limited.

3. Tilt data

3.1. Tilt processing and analysis

Tilt data are recorded with a two minute sampling rate. Data are first corrected for steps, then Earth tides and ocean loading effects are simultaneously analyzed and corrected for using ETERNA software (Wenzel, 1996). The data are then decimated to an hourly sampling rate giving the resulting tilt time series (figure 8.4). For each instrument, the first month of acquisition is systematically discarded: it is indeed a relaxation period which has neither geophysical nor hydrological signification. During the 23 months measurement period at TITOU site, some other data are not used because of technical difficulties that render the recordings unreliable. For tiltmeter T012, a drift starting November 2006 and still on-going today is clearly observed, with an average value of $-0.48 \mu\text{rad/month}$. This is thought to be an instrumental drift, and therefore any external hydrological signal following its onset cannot be evaluated with great accuracy. The data recorded after mid-November 2007 are therefore disregarded in our analysis. For T094, we consider the data reliable until April 2007, after which one the sensor malfunctioned hence making the signal unreliable. For INFRUTS site tiltmeters, we have no specific reason to discard data from tiltmeter I144, but tiltmeter I111 had one of its sensors malfunction since mid-August 2008. We however chose to keep its following data because of the short time span during which data are interpreted with only one sensor. However, future data will have to be discarded until a repair occurs.

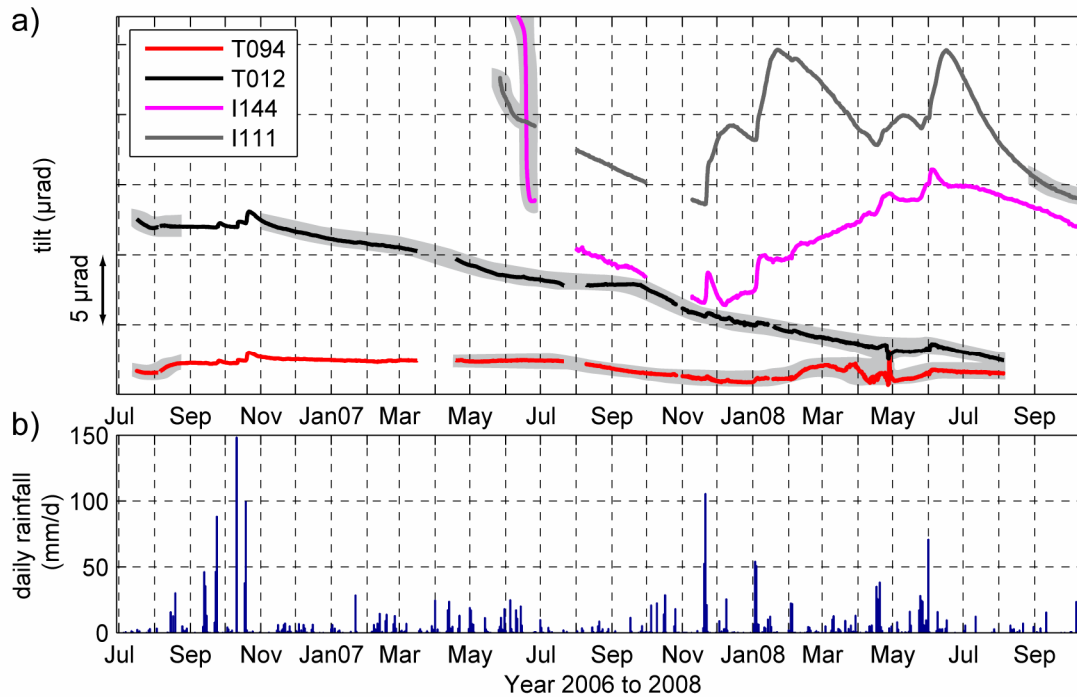


Figure 8.4: Complete tilt time series from the two tiltmeter sites, grey shaded area mark unreliable data, see text for explanations. b): daily rainfall at BLAQ station

Within the reliable data set, significant tilt signal is observed consecutive to significant precipitation events (figure 8.4). Indeed, several events with common features can be identified after large rainfall events on all four tiltmeters. The observed tilts rise to a maximum and then less rapidly decrease describing an asymmetrical bell-shaped curve with a steep rising limb followed by a slow decreasing one. Amplitude and phase linked to this signal are different for each site. At first sight, TITOU site tiltmeters react in phase whereas INFRUTS tiltmeters are distinctively out of phase, each instrument reaching maximum tilt values at different times. Furthermore, signal amplitudes are very different for each site, with INFRUTS sites tiltmeters reaching some 10 μrad whereas TITOU site only reaches 1 μrad in amplitude. The tilt data is now confronted to hydrological data to precisely identify if correlation between rainfall, Durzon spring discharge and tilt exists.

3.2. Confrontation with hydrological data

Tilt time series for both sites are now analyzed with respect to available hydrological data: Durzon spring discharge and rainfall data (figure 8.5). Spring discharge is monitored by the Parc National des Grands Causses (PNGC) and rainfall data is measured at BLAQ station with quarter-hourly time steps (figure 8.2). Changes in tilt evolution always occur consecutively to precipitation (figure 8.5, grey - shaded lines mark precipitations), but there is no simple linear relationship between rainfall and tilt deformation amplitude. This is well illustrated for the mid-September 2006 rainfall events (~ 150 mm)

which have little effect (tilt amplitude $< 0.1 \mu\text{rad}$) on tilt at TITOU whereas equal amplitude late September events are followed by deformation of some $0.2\text{--}0.8 \mu\text{rad}$ (Fig. 4a). The same behavior is observed for Durzon discharge, outlining the non-linear functioning of karst systems. Spring discharge as well as tilt signals are therefore not linearly related to the amount of precipitation: they exhibit a threshold functioning where the onset of a flood or a tilt signal strongly depends on both past and present hydrological events.

The identified asymmetrical bell-shaped tilt response seems to be triggered by rainfall. As can be seen on figure 8.5 a) and b), the maximum tilts for each bell-shaped response occur with a given lag with respect to rainfall and to maximum Durzon discharge. These average lags for all identified events are given in table 8.2. TITOU tiltmeters reach maximum tilts 2.58 and 1.92 days after rainfall and lag Durzon discharge maxima by 1.73 and 1.07 days for respectively T012 and T094. INFRUTS tiltmeters reach maximum tilts 20.13 and 4.18 days after rainfall and lag Durzon discharge maxima by 17.94 and 2 days for I111 and I144, respectively.

	<i>lag vs rainfall (days)</i>	<i>lag vs discharge (days)</i>
T012	2.58	1.73
T094	1.92	1.07
I111	20.13	17.94
I144	4.18	1.99

Table 8.2: mean time lags between maximum tilt for all tiltmeters and both rainfall and maximum Durzon discharge, used events represented on figure 8.5 a) and b) as grey shaded area.

As is clearly visible on figure 8.5 and table 8.2, TITOU tiltmeters react almost in phase but INFRUTS instruments do not, with I111 reaching a maximum some 20 days after rainfall while I144 has its maximum response reached 4.18 days after precipitation. Confrontation with Durzon spring discharge is also informative. Bell-shaped tilt signals and spring high flow events occur after the same precipitation events (figure 8.5), yet with different time constants (table 8.2).

Installing two long base tiltmeters per site allows the monitoring of a plane defined by two tilt vectors whose orientation are those of the baselines. Tilt amplitude and azimuth of such a plane are calculated and represent maximum tilt amplitude and its direction in space. We arbitrarily define the initial condition of these planes as horizontal. Maximum tilt amplitude as a function of tilt azimuth is represented in a stereo plot for TITOU and INFRUTS tiltmeters in figure 8.5c and figure 8.5d. Because T094 and T012 react almost in phase and have similar tilt responses for each major event, tilt azimuth remains constant in the $\text{N}045^\circ$ direction for the three major tilt events, reaching an amplitude of $1.3 \mu\text{rad}$ at the peak of the third tilt event (figure 8.5c). The drift in T012 data is clearly seen in the southward trending tilt azimuth in figure 8.5c. INFRUTS maximum tilt and its amplitude follows a

more complicated pattern because the tiltmeters do not react in phase and do not show similar evolutions. However, large amplitude rise and falls trending N040° to N050° are clearly visible in the signal (figure 8.5d). These correspond to 1111 asymmetrical bell-shaped signals; four events are clearly identifiable on figure 8.5d. Hydrology-induced tilt deformation has been identified by several authors as having a fixed direction (Yamauchi, 1987; Braitenberg *et al.*, 2006), and our measurements confirm this observation.

We acknowledge the existence of atmospheric pressure induced tilt deformation, yet its amplitude is generally an order of magnitude lower than that of hydraulically induced tilt (Dal Moro et Zadro, 1998). Atmospheric pressure induced tilt may have an amplitude of some 10^{-8} rad (Boudin, 2004; Longuevergne, 2008), it is therefore safe to assert that the observed tilt signal is hydraulically induced.

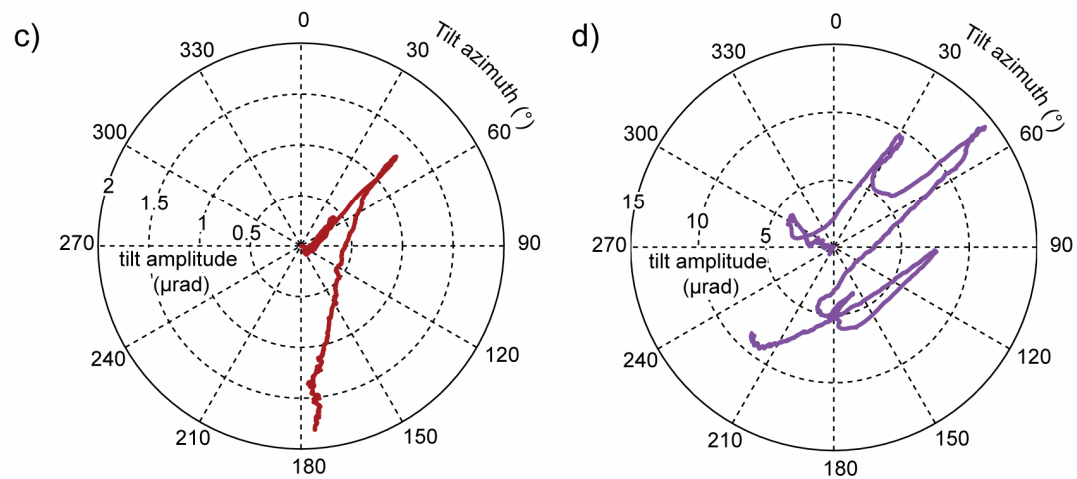
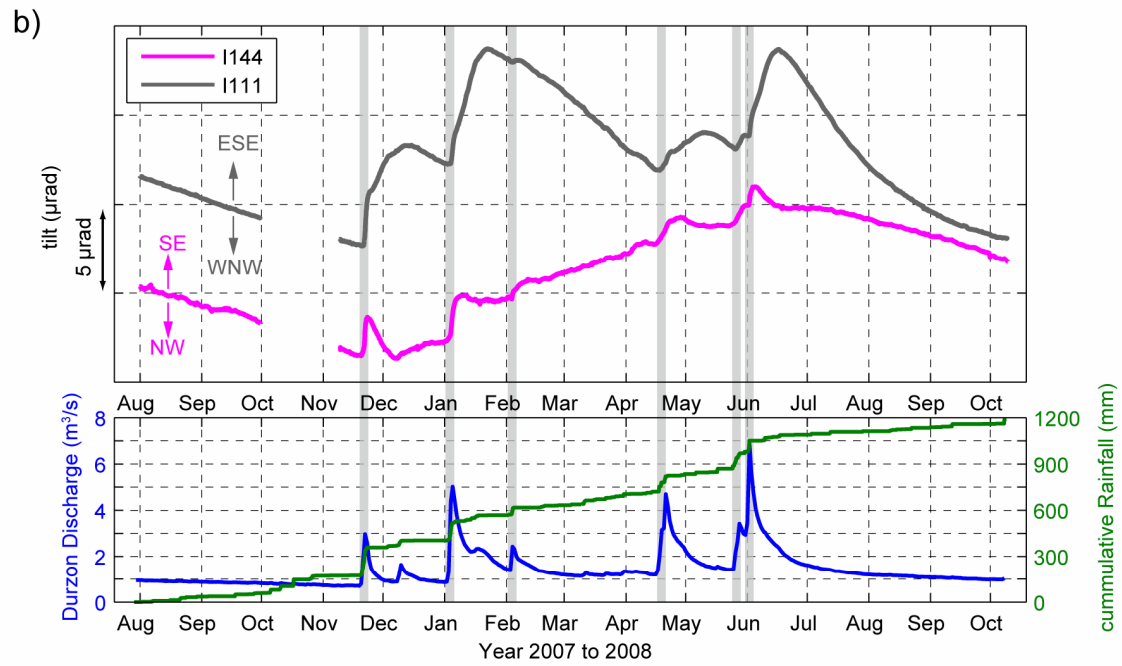
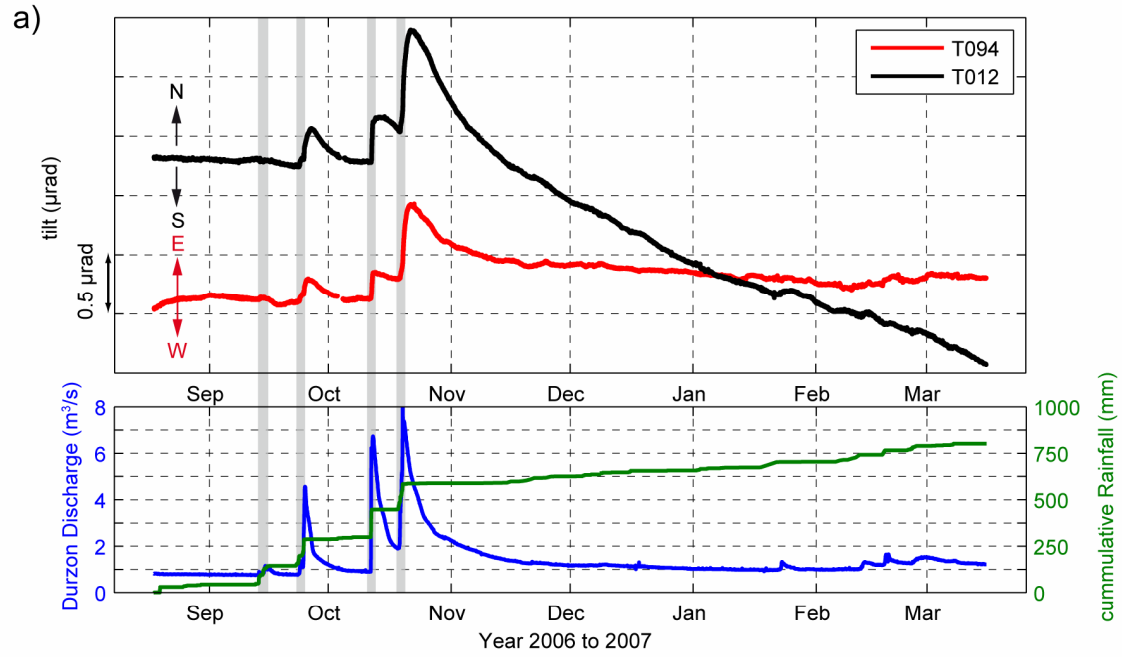


Figure 8.5: a): Tilt time series from TITOU sites and b) INFRUTS sites confronted with cumulative rainfall and Durzon spring discharge. The same tilt series are represented in a stereo plot showing tilt amplitude versus azimuth for c) TITOU tiltmeters and d) INFRUTS tiltmeters.

3.3. Tilt time responses

The tilt signal is made up of different time responses. The asymmetrical bell-shaped response described succinctly does not account entirely for the observed tilt signal. For TITOU site, the signal can be decomposed into two distinct time responses (see figure 8.5a):

- a short term time response expressed by the bell shaped-curve, with three clearly identified events, with maximum amplitudes reaching $\sim 1 \mu\text{rad}$;
- a longer term time response which onsets after the mid-October 2006 rainfalls and which is responsible for the slow decay observed from November 2006 to March 2007 in T094. Peak amplitude of this signal is inferior to $0.5 \mu\text{rad}$ for T094. Because of the overlapping of these two signals, the long term trend exact shape is not clearly identifiable. T012 tiltmeter is not decomposed because not enough elements are present to do so accurately, due to the identified drift in the data. However, it is likely that T012 could be decomposed in the same manner as T094.

For INFRUTS tiltmeters, a similar decomposition can be done. I144 signal can be decomposed into short and long term signals. The short term signal is series of bell-shaped curves and the long term signal resembles a 1 year period sine function which shows a minimum in December 2007 and a maximum in July 2008 (figure 8.5b). Peak to peak amplitude of this long term response is $8 \mu\text{rad}$ whereas the short term response has amplitudes of $2 \mu\text{rad}$ at most. I111 tilt signal seems to be composed of three time responses. A short term time response, similar to that of I144 is detectable by the slope change immediately after rainfall events (see figure 8.5b). A medium term time response is expressed by the bell-shaped responses reaching their maximums 20 days after rainfall events (see table 8.1). Finally, a longer term response similar to that of I144 plausibly exists. This response may accounts for the slope from August to mid-November 2007. This signal can not be identified clearly because the aforementioned over imposed medium term signal is of larger amplitude.

3.4. Possible hydrology-induced tilt mechanisms in a karst system

The following hydrological mechanisms have been demonstrated to create tilt deformation:

- 1) In unconfined and confined aquifers, localized pore pressure changes generate poroelastic deformation. Tilt in the vicinity of well pumping sites has been monitored by a few authors (Weise *et al.*, 1999; Kümpel *et al.*, 2001; Fabian et Kümpel, 2003).
- 2) Gravity loading due to changes of near-surface water mass generates tilt through elastic deformation. At a large scale, ocean tides generate loading that deform the Earth's surface and therefore create tilt (Llubes *et al.*, 2008). At a smaller scale, such tilt deformation has been observed in

the Gulf of Corinth and has been associated to waves (Boudin, 2004; Rerolle *et al.*, 2006). At the hydrological catchment scale, such loading effects have been observed by tiltmeters (Longuevergne, 2008).

3) Water pressure changes related to water level changes in fractures have been associated with tilt deformation (Evans et Wyatt, 1984; Longuevergne, 2008) through elastic deformation. The change in hydrostatic pressure induces changes in the stress field on the fracture walls, which in turn deforms the media.

Karst systems are classically considered as dual-porosity media characterized by 1) enlarged fracture and conduit porosity and 2) matrix porosity and finer networks of joints or fractures (Droge, 1974). It has been recently argued on a geophysical base that a large amount of water storage variations occurs in the epikarst horizon on the Durzon karst system (Jacob *et al.*, 2008). We therefore focus our attention on this horizon and evaluate how the three aforementioned mechanisms may apply to our study.

Poroelasticity effects may occur within two horizons of the karst system: the epikarst and the phreatic zone. This is represented in figure 8.6 by green arrows. Pore pressure changes in the epikarst and in the phreatic zone due to water level rise or decline may create deformation. However, the epikarst must be considered as an unconfined aquifer with sufficient porosity and a deformable matrix in order to generate tilt from poroelasticity. Surface detritic material such as sands and clays are prone to poroelastic deformation (compressibility $> 10^{-8} \text{ Pa}^{-1}$) but unaltered dolomite and limestone are not easily deformed because of their low compressibility ($< 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$). The tiltmeters are installed on unaltered rock faces, in air-filled large cavities which denote the absence of connected pore water in the vicinity of the instruments. We choose not to model poroelastic effects for the aforementioned reasons, although we acknowledge that this mechanism is potentially important in specific cases (alluvial aquifers, see (Fabian et Kümpel, 2003)).

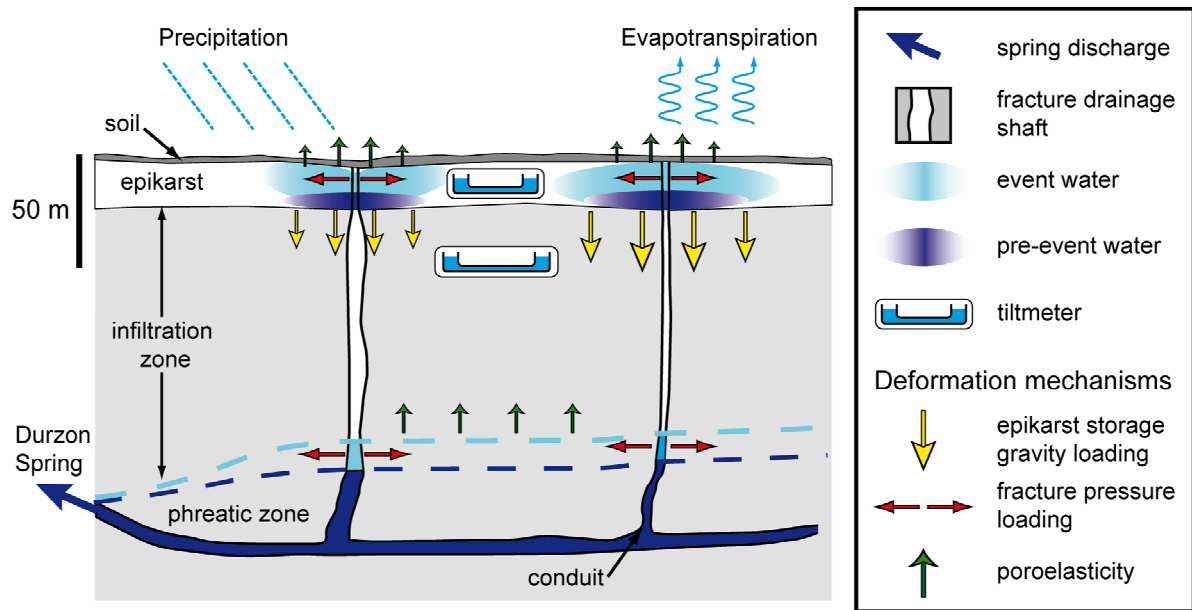


Figure 8.6: Schematic cross-section of the studied karst system showing the different hydrology related deformation mechanisms. Deformation mechanism arrows represent the strain caused by the addition of 'event water' (light blue), whereas 'pre-event waters' (dark blue) represent the state prior to the event rainfall. Not to scale for horizontal distances. (Durzon spring is located at the base of the plateau's rim).

Another tilt generating hydrological process is water pressure changes in fractures. Indeed, a change in water level in a fracture results in a change of hydrostatic pressure applied on the fracture walls. This last effect generates tilt deformation. This effect can be viewed as a special type of poroelastic effect for which all the voids are concentrated in a fracture. On the Durzon karst system, fracture pattern is mostly vertical as attested by direct field observation in caves. Only a limited amount of fractures is hydraulically active and acts as preferential pathway for infiltration (fast and slow) waters from the epikarst to the saturated zone. Numerous superficial fractures exist within the epikarst, such as those formed from decompression and dissolution (Williams, 2008). Fracture pressure loading variations occur where water level in fractures are time variable. This condition implies that input flow to and output flow from a fracture are different. Areas meeting these conditions may be found anywhere. However, time-variable water level in fractures may preferentially occur within the epikarst because of its 'funneling' role (Williams, 2008) or within the saturated zone. This is represented as red arrows in figure 8.6. The infiltration zone may include such phenomena, even if conceptual models often define it as a transmissive zone.

A last mechanism is provided by gravity loading that generates tilt if a load gradient takes place. Indeed, a uniform infinite load does not generate tilt. Let us consider here the epikarst as the main storage entity. Rainfall on this karst system can be considered uniform. If the storage properties of the

epikarst were also uniform, no tilt would be generated. Slow and fast draining zones must therefore be invoked to create a non-uniform loading. Preferential storage zones likely exist on this karst system as attested by the spatially variable water storage behavior seen by absolute gravimetry (Jacob *et al.*, 2008) This is represented in figure 8.6 by yellow arrows.

The effects of gravity loading and fracture pressure loading can be quantified within the elasticity theory. However, elastic parameters for the karst media must therefore be determined before any modeling is done.

4. Elastic parameters determination

Elastic parameters largely vary in the upper crust depending on parameters such as lithology, fracturation or alteration. Indeed, P wave velocity is ~ 6 km/s at a depth of 5 km but decrease below one km/s for depths smaller than 100 m. Changes in elastic properties at shallow depths are related to an increase in bulk porosity due to higher fracture density and more macroscopic voids due to dissolution. Preliminary Reference Earth Model (PREM) elastic parameters (Dziewonski et Anderson, 1981), classically used in surface load deformation modeling are therefore ill-suited for near-surface small length scale loading phenomena. We conduct a loading experiment using tractors at INFRUTS site in order to provide an in situ estimate of elastic constants. Because of the small length scale involved (< 1 km), the earth surface may be approximated by an elastic half-space. Within an elastic half-space model, the elastic tilt response to a surface load is a function of the Lamé parameters λ and μ , the pressure load distribution, and evolves in the far field as the inverse of the square distance (Boussinesq, 1885; Becker et Bevis, 2004). We refer to the displacement solution in an elastic half-space for a rectangular surface load demonstrated by Becker and Bevis (2004). The rectangular loads account for the tractors. Tilt is calculated as the difference of vertical displacement over a certain baseline, divided by the baseline length. The analytical formulation for vertical displacement is given in equation 45 in (Becker et Bevis, 2004). Tilt response is a function of elastic parameters, applied pressure and its geometry, and the distance from the tiltmeter to the load. The aim of the surface loading experiment is to obtain elastic Lamé parameters λ and μ . Because loads (tractors) and their position relative to the tiltmeters are precisely controlled, the elastic parameters can be obtained by comparing the observed signal to a modeled signal.

4.1. Experimental set up

Farming tractors were used as the loading apparatus. In total, 8 loading sites were chosen (figure 8.7a). The chronology of the loading is shown in figure 8.7b). Tractor masses were taken from the manufacturer's specifications, and the surface area for each tractor was measured with a measuring tape. Some sites were loaded with 2 tractors, for a total mass of 17.5 tons, and on others, 3 tractors were used with an equivalent mass of 25 tons. Tractors were left at a given site for at least 4 minutes in order for the tiltmeters to reach a stable value.

4.2. Results

Figure 8.7b shows the measured tilt corrected for Earth tides on both tiltmeters during the loading experiment along with the best fit modeled tilt. The measured tilt is some 10^{-8} rad, with marked observed transitions between loading configurations for I144 tilt time series and a more noisy time series for I111 tilt. This last time series is noisier because one of the sensors was malfunctioning and therefore tilt was calculated using the relative water level variations in one vessel. Response in tilt to fast changes in loading site is not immediate. This is not due to an inelastic response of the media, but rather to a lag in instrumental response. Indeed, the tiltmeter is oscillator with a transfer function dependent on instrument physical characteristics (vessel radius, tube radius, tube length) and fluid dynamic viscosity (see (Boudin, 2004; Boudin *et al.*, 2008) for further detail). This lag in tilt response is taken into account in the modeling.

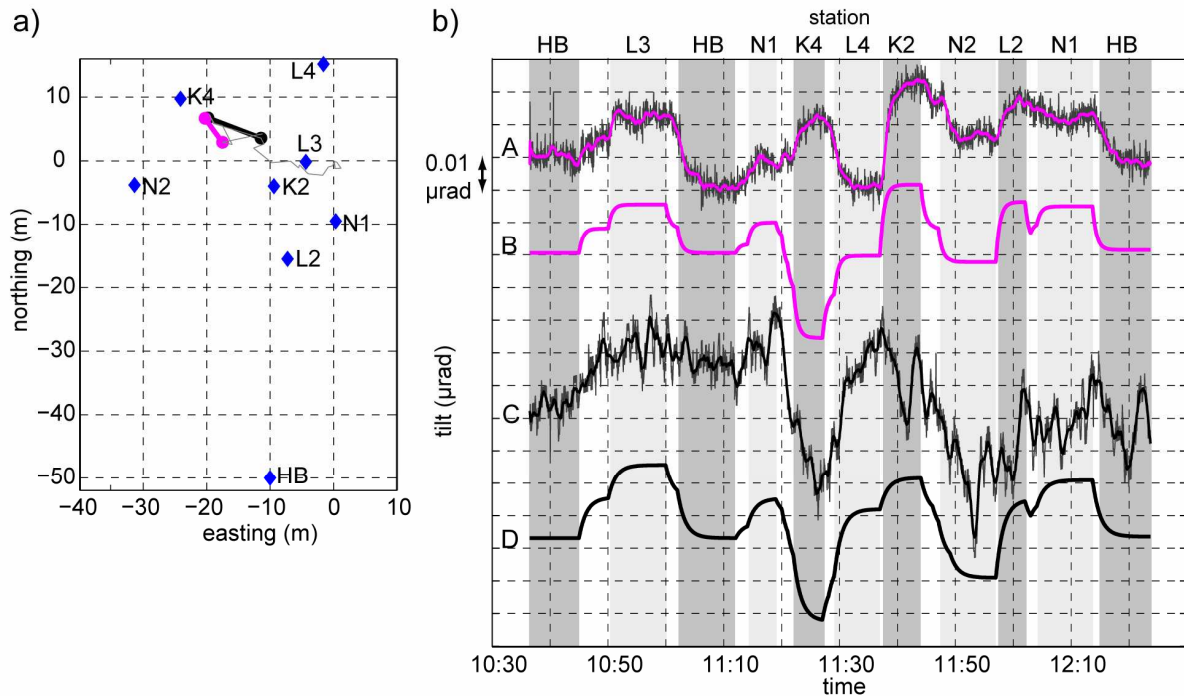


Figure 8.7 a): Location map of INFRUTS loading experiment with the loading sites as blue diamond. Tiltmeters are represented. b): Tilt time series for A: measured I144 tilt, B: modeled I144 tilt, C: measured I111 tilt, D: modeled I111 tilt. The measured tilts are smoothed with a 1 mn moving average (thick lines). The modeled tilts are the best fits to the data, with elastic parameters detailed in text.

A regression analysis between observed and modeled tilt allowed us to constrain the Lamé parameters. We use I144 tilt time series in which site K4 response is excluded. This site's response is indeed opposite to what is expected for this tiltmeter (see figure 8.7b). This behavior can be explained by invoking cavity effects, and especially an unknown cavity beneath K4 site and the tiltmeter

chamber. Local cavity effects are known to induce anomalous tilt responses (Harrison, 1976). To investigate such an effect, we model the surface loading at site K4 with a medium including a void using the finite element code ADELI (Hassani *et al.*, 1997). Because we observe an inverse tilt response around the void, this could explain the observed signal for the K4 site load.

With no a-priori information on elastic parameters, a wide range of Lamé parameters accounting for the observed tilt exists. To address this issue, seismic refraction was performed at INFRUTS site, and P-wave velocity was found to be 1800 m s⁻¹ for depths 1.5 m below the surface. Furthermore, local microgravity surveying was performed and a density of 2600 kg m⁻³ was found with the Nettleton method (Jacob, unpublished results). Taking into account these additional constraints, elastic parameters that yield best fitting tilt responses are: $\mu = 2.65 \cdot 10^9$ and $\lambda = 3.42 \cdot 10^9$ Pa, corresponding to a Young's modulus of $6.44 \cdot 10^9$ Pa and a Poisson ratio of 0.288. With these parameters, the coefficient of determination R^2 of the regression analysis between I144 modeled versus measured tilt is 0.68, and it is 0.56 for I111 modeled versus measured tilt.

5. Identifying tilt mechanism with finite element modeling

The aim of this section is to determine which mechanism among epikarst gravity loading and fracture pressure loading (see section 3.4) is responsible for the observed tilt amplitudes. Finite element modeling (FEM) is used because there is no simple analytical solution for fracture pressure loading in an elastic half space. Our analysis is done with ADELI code (http://www.dstu.univ-montp2.fr/PERSO/chery/Adeli_web), in its 2D plane strain version (version 3.4). Special care was taken to validate FEM solutions with analytical solutions (Becker et Bevis, 2004), showing root mean square differences smaller than $2.5 \cdot 10^{-8}$ rad. Unfortunately, very little a priori information on epikarst storage properties and fracture location is available around tilt stations. Tilts from the forthcoming modeling will therefore be presented as maximum and averaged amplitudes over large horizontal distances for any given depths.

5.1. Epikarst gravity loading

Epikarst storage properties are not uniform over the karst recharge area (Jacob *et al.*, 2008). Water therefore has a longer residence time in slow draining areas, and a shorter residence time in fast draining areas. We here consider that epikarst water acts as a surface load. Differential gravity loading due to spatially variable storage properties leads to tilt deformation.

Model setup

A rectangular 500 m length by 300 m depth model meshed with some 20000 triangular elements is constructed. Because the spatial repartition of the storage properties in the vicinity of each site is not known, different loading length scales are tested. Different experiments in which the surface of the model space is loaded with a periodicity 15, 30, 45, 75 and 150 m are done. These surfaces are loaded by an equivalent of 200 mm water height (2 103 Pa). This load typically represents a heavy

precipitation event (see figure 8.5) on the karst system. We use elastic parameters inferred from the tractor loading experiment (see section 0). Lateral and bottom model boundaries are kept fixed. Figure 8.8a represents model tilt for a 45 m periodicity loading scenario up to a depth of a 100m. Tilt related exclusively to elastic deformation and not to gravity equipotential disturbances is modeled. It has been shown that the deviation of the vertical has an effect ~ 7 times less important than the elastic deformation effects on tilt (Longuevergne, 2008) for PREM conditions. In our case, because elastic parameters are much weaker than those of PREM, the contribution of equipotential surface tilt is negligible ($< 2\%$ of the total signal).

Results

Figure 8.8b shows the maximum and mean tilt amplitude values for each loading experiment as a function of depth. These maximum and mean values are calculated in a central zone 100 m away from the left and right boundaries to avoid boundary effects. Also reported are the ranges of both site tilt responses in amplitude. Maximum tilts are observed where the load gradients are maximum, that is in the direct vicinity of the loaded to unloaded zones (see Figure 8.8a). Tilt then decreases as the inverse of the square distance. Data and modeled tilt comparison clearly suggests that observed tilt amplitudes on both sites cannot be accounted for with epikarst gravity loading mechanism (see Figure 8.8 b).

As load wavelength decreases, maximum observed tilt amplitude decreases with depth. This is due to the fact combined tilts from two adjacent loading areas compensate, therefore resulting in a smaller tilt. A uniform loading, i.e. an infinite loading wavelength, will lead to a null tilt. It must be emphasized that this modeling represents extreme conditions that are very unlikely to be met on the karst recharge area. Indeed, having zones that are not loaded after rainfall means that these zones do not store any water, which is very unrealistic. Our modeling therefore represents the highest loading gradient possible after a 200 mm precipitation event, and therefore the highest possible tilt amplitude. Furthermore, our 2D modeling represents the effect of infinitely elongated loading structures: a 3D modeling with finite dimension loads would surely yield lower amplitude tilts. This modeling therefore implies that observed tilts are not likely to be the consequence of gravity water loading.

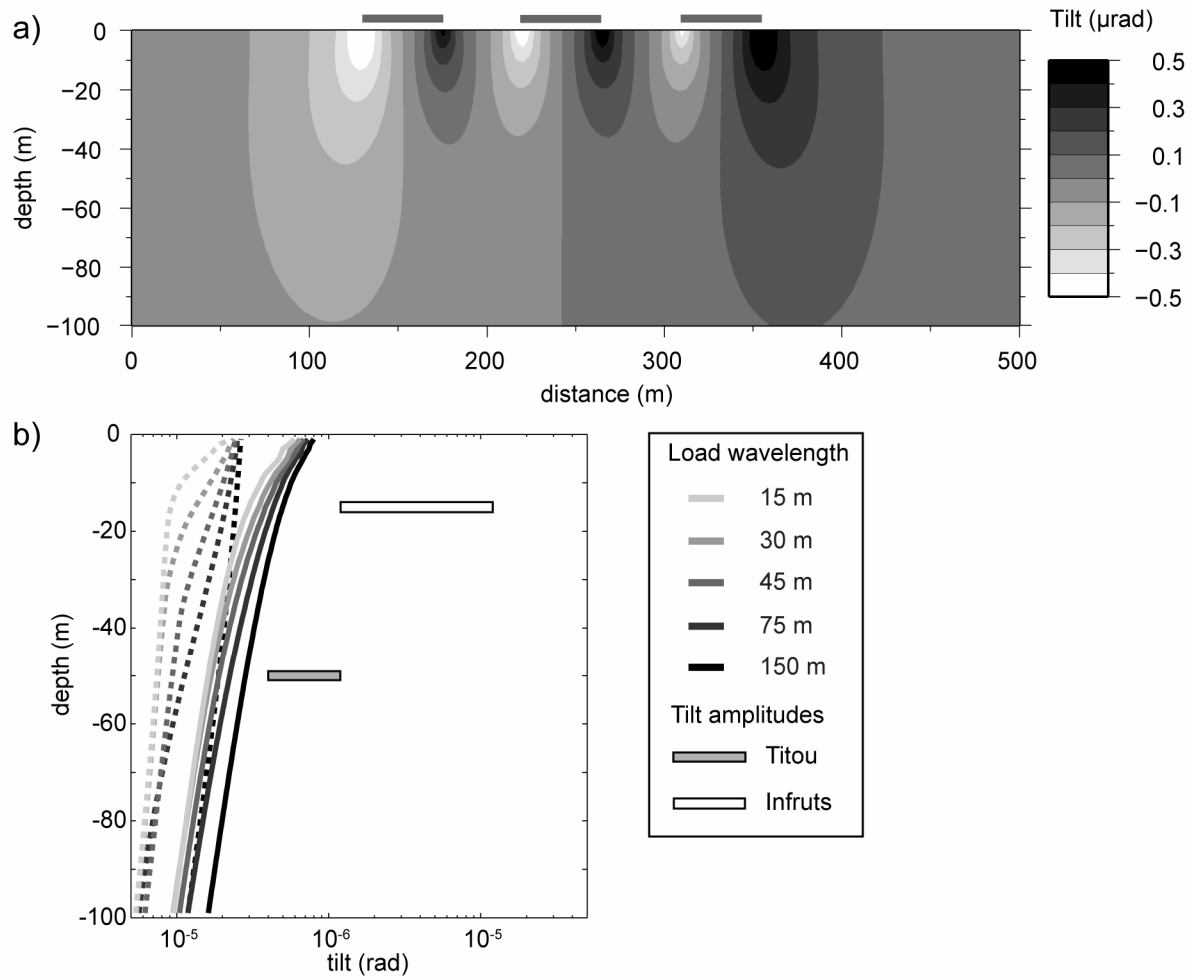


Figure 8.8: a) model cross-section showing tilt for a 45 m length scale loading of 0.2 m of water, b) modeled tilt versus depth for each loading periodicity, solid lines and dashed lines represent respectively maximum and average tilt amplitudes. INFRUTS and TITOU observed tilt amplitude range are represented.

5.2. Fracture loading

Fractures of various scales and apertures are preferential pathways for water infiltration in karst areas. On the studied karst system, most fractures are vertical. After a rainfall event, water level in a hydraulically active fracture rises if the amount of water entering the fracture is higher than the amount exiting it. This rise in water level induces a rise in pressure applied on the fracture walls, leading to tilt deformation in the surrounding medium. The location and distribution of active fractures on the karst system is mostly unknown. Also, the physical characteristics of these fractures are also unknown. As a consequence, four fracture loading cases are tested (figure 8.9):

Case 1: solutionally widened joints that taper downwards exist in the epikarst (Williams, 2008), and are bound to fill up with water consecutive to rainfall events. Mechanically speaking, the fracture is closed at the base of the epikarst in the model space (fracture tip).

Case 2: hydraulically active fractures that convey fast infiltration through the infiltration zone are rooted at the base of the epikarst (Williams, 1985; Klimchouk, 2004; Williams, 2008). Such fractures are most likely filled with detritic material within the epikarst, meaning that they can fill up with water after heavy rainfall events. Pressure is therefore applied at the top of these open fractures which are not closed at the epikarst base.

Case 3: Deep penetrating open fractures that taper down at depth but that can not empty below a given depth are bound to exist. Lateral drains consisting of adjacent fractures or dissolution widened conduits allow water to exit the system. Water level in such systems therefore varies above the drain and not under it. Hydrostatic water pressure changes arising from water level changes are applied to the whole fracture depth (figure 8.9).

Case 4: water level rises occurring at the interface between infiltration and phreatic zones in vertical shafts are also observed in some karst systems and therefore generate pressure variations.

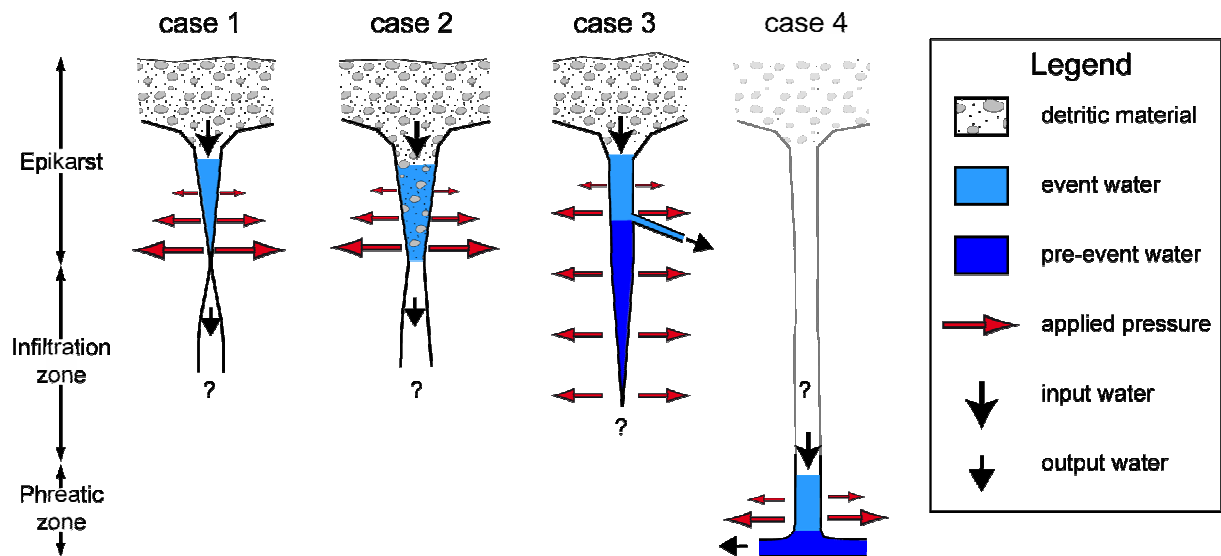


Figure 8.9: Diagrams of the four fracture cases considered. Vertical distances are not to scale. Red arrows represent variation of applied pressure after event water fills the fractures, pre-event water being already present.

The geometry of the FEM model is identical to the one in section 5.1. For case 1, the modeled fracture is vertical and 15 m deep, and a $7.5 \cdot 10^4$ Pa pressure is applied on its walls (see table 8.3). This pressure corresponds to the average hydrostatic pressure for a 15 m deep fracture filled with water. Fracture depth is set to 15 m because this depth could correspond to a plausible epikarst depth (Williams, 2008; Jacob *et al.*, 2009). We therefore consider that a single rainfall event may cause a 15 m deep vertical fracture to fill up with water completely. This indeed is plausible because hydrostatic pressure only depends on water height, and not the amount of water. Therefore, a thin fracture may be submitted to water level changes of 15 m with a limited amount of water. For cases 2 to 4, modeled

fractures are 150 m deep (see table 8.3), in agreement with the depth of the saturated zone in the northern part of the karst. Pressure corresponding to 15 m of water is applied on the top 15 m of the fracture for cases 2 and 3. For case 3, pressure corresponding to 15 m of water is also applied from -15 to -150 m depth. This is justified by the fact that the deeper part of the fracture is water-filled prior to the rainfall event and pressure arising from the shallow water level changes are transmitted and applied over the entire below-drain zone (see figure 8.6). Case 4 consists of fracture loading at depth (see figure 8.6), where a $7.5 \cdot 10^4$ Pa pressure is applied from 135 to 150 m depth at the center of the model.

	<i>fracture dimensions</i>	<i>loaded zone</i>	<i>applied load</i>	<i>Fracture periodicity</i>	<i>Number of fractures</i>
case 1	0 to 15 m	0 to 15 m	$7.5 \cdot 10^4$ Pa	150, 45, 15	1,6,17
case 2	0 to 150 m	0 to 15 m	$7.5 \cdot 10^4$ Pa	none	1
case 3	0 to 150 m	0 to 15 m 15 to 150 m	$7.5 \cdot 10^4$ Pa $15 \cdot 10^4$ Pa	none	1
case 4	0 to 150 m	135 to 150 m	$7.5 \cdot 10^4$ Pa	none	1

Table 8.3: loaded fracture attributes for the three modeled cases, see text for explanations

For all cases, the fracture is located at the center of the model. For case 1, the effect of loading several fractures with a given periodicity is tested. Fracture loading periodicities of 150, 45, and 15 m are tested. Elastic parameters are again those determined by the tractor experiment. Lower and lateral boundaries are kept fixed. No initial stress was applied for the model runs, implying that model fractures are initially open. Indeed, if lithostatic pre-stress is applied, no tilt response is generated from water level pressure applied on initially closed fracture wall. This behavior occurs because lithostatic confining pressure is much greater than the applied pressure from water level change (see table 8.3), therefore preventing the fracture to open.

Results

Figure 8.10a shows the tilt generated in the model space by a case 1 loading scenario for a central fracture. Maximum and mean modeled tilt amplitudes are represented on figure 8.10b. For all model runs, these maximum and mean values are calculated in the model space 100 m away from the left and right boundaries to avoid boundary effects.

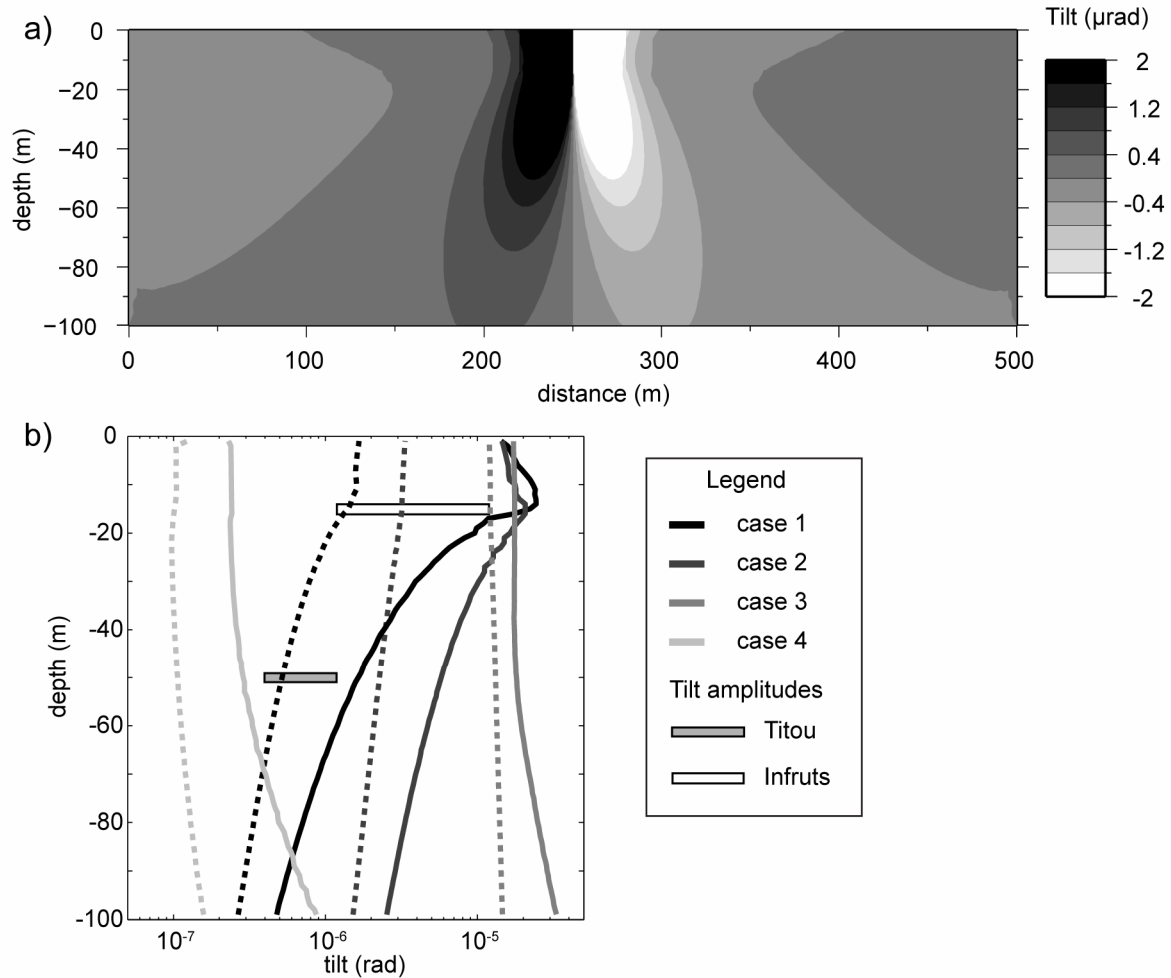


Figure 8.10: a) model cross-section showing tilt for a case 1 central fracture loading b) Modeled tilt versus depth for each fracture loading case, solid lines are the maximum tilt magnitudes, dashed lines are average tilt magnitudes. INFRUTS and TITOU observed tilt range are represented.

Fracture loading modeling yields mean tilt amplitudes that are an order of magnitude higher than those generated from gravity loading (compare figure 8.9b and figure 8.10b). Case 1 scenario yields mean tilts that are comparable to observed tilt amplitudes at the two tiltmeter sites (see figure 8.10b). More specifically, mean tilts arising from the loading of 15 m deep fractures are comparable to the observed tilt amplitudes regardless of the fracture spatial frequency (not shown on figure). Maximum tilts generated from this case are higher than the observed tilts. Case 2 scenario yields tilt magnitudes that account well for INFRUTS site observed tilt, but that are higher than those observed at TITOU site (see figure 8.10b). Indeed, the loading of the upper section of a deep penetrating fracture yields higher tilt deformation than that of a superficial closed fracture under the same loading conditions. For a deep penetrating fracture (case 2 scenario), observed tilts can be accounted for invoking a 9 m water level rise at the uppermost part of the fracture, whereas the filling up of 9 m deep superficial fracture does not account for the observed tilt amplitudes.

Case 3 scenario yields amplitudes that are slightly higher than those observed at INFRUTS sites. Tilt does not decrease with depth over the top 100 m of the model, and so TITOU site amplitudes are much lower than those predicted by the model. This is explained by the fact that pressure is being applied over a great surface for this case (from 0 to -150 m depth), and therefore deformation occurs over a much greater area. Furthermore, maximum and average tilts are calculated over a distance as far as 150 m away from the loaded fractures. Tilt generated from case 3 scenario accounts for TITOU site tilt amplitude if the fracture is further than a 150 m from the tiltmeter (see next section).

Case 4 scenario yields tilt amplitudes that are smaller than the observed tilts, barely so for TITOU site and by more than an order of magnitude for INFRUTS site. This scenario may have accounted for TITOU tilt amplitudes if a larger load would have been applied over a greater area at depth, yet INFRUTS site tilt amplitudes cannot be accounted for invoking this case.

Despite the scarcity of our tilt observations, our modeling suggests that shallow fracture loading seems to be the most plausible mechanism responsible for the observed tilt amplitudes on both sites. For any given loaded fracture, tilt varies with distance to the fracture (see figure 8.10a). We now examine how this constrains the distance between the installed instruments and the loaded fracture for cases 1 to 3.

5.3. Constraints on loaded fracture location relative to tiltmeter location

The aim of this section is to determine the maximum horizontal distance between installed tiltmeters and the loaded fracture responsible for the observed tilt using FEM results. Cases 1 to 3 are examined, with loading parameters shown in table 8.3. Maximum distance is defined as the greatest distance at a given tiltmeter site depth where modeled tilt equals observed tilt amplitude. Figure 8.11 represents tilt as a function of distance for different fracture loading scenarios at INFRUTS and TITOU depths. The maximum distances are the intersections between the observed tilt amplitudes and the tilt versus distance curves for each fracture loading scenario.

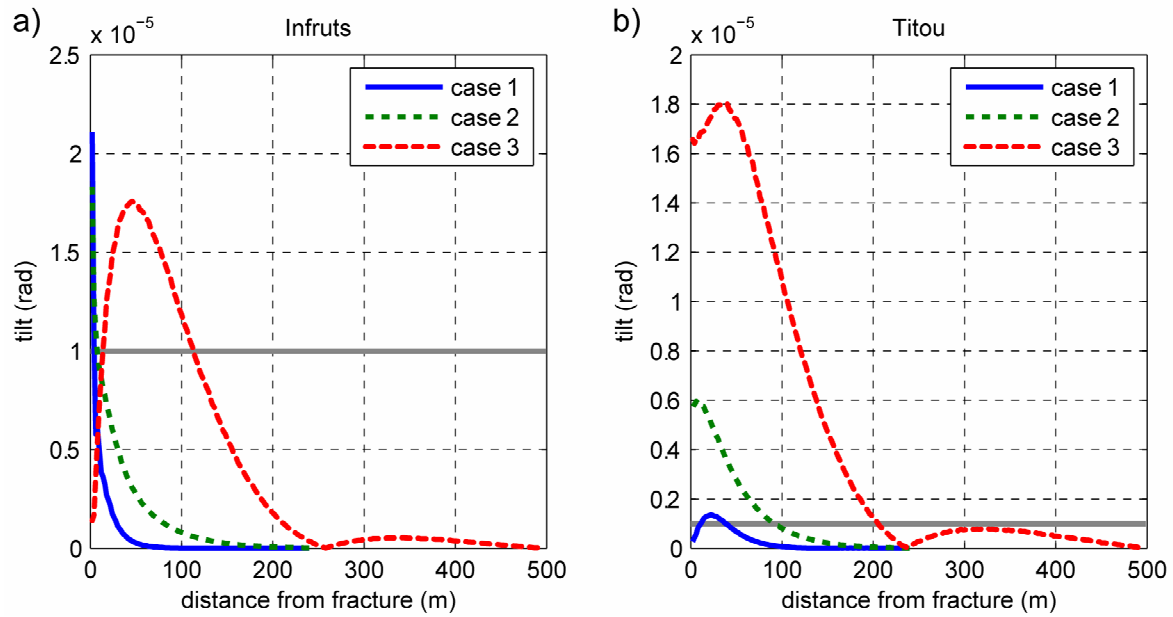


Figure 8.11: a) Tilt amplitude as a function of distance from active fracture at INFRUTS depth for the different fracture scenarios. Fractures are loaded with an equivalent of 15 m of water. The horizontal line represents maximum observed tilt variation at INFRUT site; b) same as a) for TITOU depth and site

	Case 1	Case 2	Case 3
INFRUTS	4 m	8 m	14 - 113 m
TITOU	11-38 m	92 m	205 m

Table 8.4: Maximum distance between tiltmeter and fracture for different fracture scenarios, for INFRUTS and TITOU depths

For a 15 m loaded case 1 fracture, obtaining INFRUTS site tilt amplitude of 10^{-5} rad means that the tiltmeter must be placed no further than 4 m away from the fracture. For this same scenario, the tiltmeters must be placed at most 11 to 38 m away from the fracture to account for TITOU tilt amplitudes. A range is obtained because the tilt to distance curve is a bell-shaped one (see figure 8.11). Accounting for the observed tilts with case 2 scenario implies that the tiltmeters at INFRUTS be no further than 8 m away from the loaded fracture, and 92 m away for TITOU tiltmeters. For case 3 scenario, tiltmeters at INFRUTS must be placed between 14 and 113 m away from the fracture and no further than 205 m for TITOU site.

A few lessons can be drawn from this modeling:

- (1) Deeply rooted open fractures deform the media at longer length scales as compared to shallow fractures, with comparable loaded areas.
- (2) The larger the area of applied pressure, the larger the deformation length scale. This is clearly illustrated by comparing case 2 and case 3 modeled tilt results (see figure 8.11).

(3) The considered fracture scenarios and their full loading by water account for the observed tilt amplitudes if the instruments are at most 205 m away for the deep site and 114 m away for the shallow site. If indeed the modeled fracture loading scenarios occur in the field, then installed tiltmeters must be at most 200 m away from these fractures. This exemplifies the local scale sensitivity of these instruments.

In conclusion to this section, fracture loading seems to be a likely mechanism accounting for observed tilt amplitudes. Tilt time response with respect to hydrological parameters is now investigated.

6. Reservoir lumped modelling

Based on the results of the previous section, we now assume that fracture pressure loading is the most plausible mechanism responsible for the observed tilt amplitudes. Furthermore, loaded fractures responsible for the observed signal may be at most some 200 m away from the tiltmeters. Therefore, tiltmeters in fractured media can be seen as direct proxies for water level changes in fractures in the vicinity of the instrument. As such, these instruments are unique tools that allow an otherwise difficult characterization of hydrological processes in fractured media. In this section, the tilt signal is used to determine time constants relative to water level change in hydraulically active fractures. We then describe a reservoir lumped model explaining short and long term time constants associated to tilt data.

6.1. Model rationale

Hydrological lumped models are composed of virtual reservoirs and are aimed to explain the behavior of a hydrological entity without describing the complex internal physical processes occurring within the system (see for example GR4J (Perrin, 2003), IHACRES (Jakeman *et al.*, 1990)). The finality of such modeling is to determine internal parameters of the reservoirs that best account for an observed output response. Usually, spring or river discharge, being relatively easy to measure and having integrative properties over a hydrological system, is used as the calibration element. In this study, available input data are rainfall and potential evapotranspiration but fracture discharge is unknown. As previously discussed, we assume that tilt signal is related to water level change in neighboring fractures and we use it as a calibration element for the model. We choose to model fracture water level using a soil reservoir and a fracture reservoir (figure 8.13) and we assume that only fracture water level in the model h_F contributes to the tilt.

Let S be the drainage area which feeds the fracture, w the fracture width and L its horizontal length. The relationship between tilt, actual water level h , and model water level h_F is the following;

$$h = \frac{S}{wL} h_F \quad (8.1)$$

Model water level is therefore linearly related to actual fracture water level.

Tilt and fracture water level are not expected to be linearly related. Indeed, both pressure and fracture wall surface on which pressure is applied vary with water level, the result being a complex integral relationship linking the fracture water level to tilt. We therefore assume that tilt is related to water level change with a power law. The power law exponent n is numerically determined using ADELI code for fracture scenarios 1 to 3. We find that for case 3, $n \sim 1$, for case 2, $n \sim 2$ and for case 1, $n \sim 2.5$.

For water level variations in a single fracture, tilt can therefore be expressed as the following:

$$T = Kh_F^n \quad (8.2)$$

where n is the power law exponent and where K is a geometric factor combining fracture size, distance and orientation with respect to the tiltmeter. Because tiltmeters are polarized instruments whose responses are dependent on the location of the tilt generating source, K may either be positive or negative. This is illustrated on figure 8.12, where loaded fractures to the left of the tiltmeter would generate tilt of opposite sign as tilt generated from fractures to the right of the tiltmeter.

There is no evidence showing that the tilt signal is only influenced by a single fracture. On the contrary, the abundance of open fractures in the karst system makes plausible that more than one fracture generates tilt on the installed instruments (figure 8.12). Because of this, equation (8.2) can be generalized and written as a linear combination of N fractures contributions:

$$T = \sum_{i=1}^N K_i h_{Fi}^n \quad (8.3)$$

Because no a priori choice can be made for N , we adopt a heuristic attitude consisting of searching for the minimum complexity model that yields a unique optimal solution in the parameter space. An optimal model solution accounts for observed tilt signals with a minimum number of fractures.

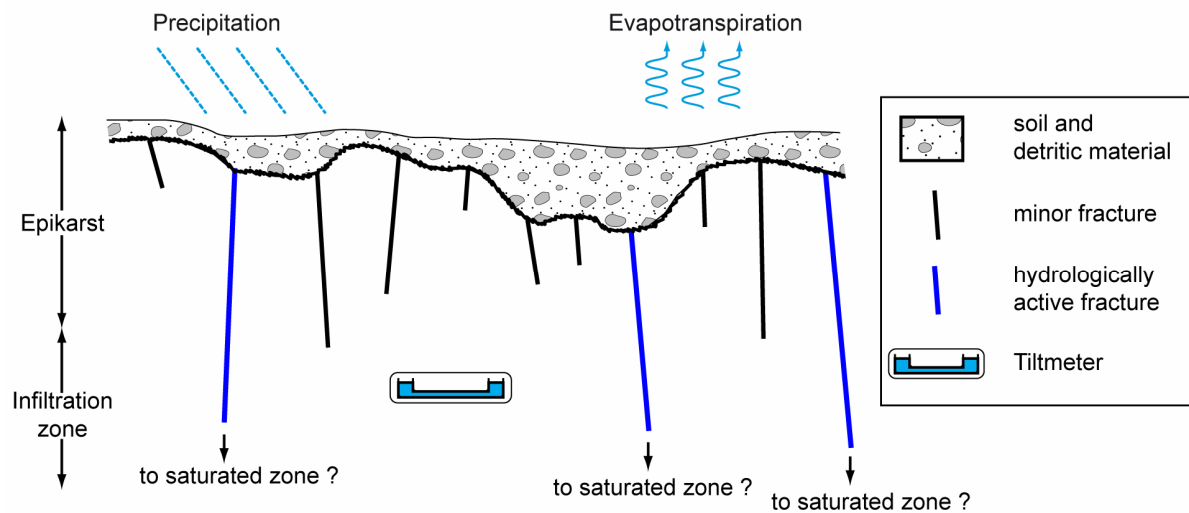


Figure 8.12: Schematic diagram of karst upper zone showing hydraulically active fractures

6.2. Fracture reservoir model

To model water level change in a fracture, we build a two-reservoir model comprising a soil and a fracture reservoir (figure 8.13) in which the water levels are respectively $h_S(t)$ and $h_F(t)$.

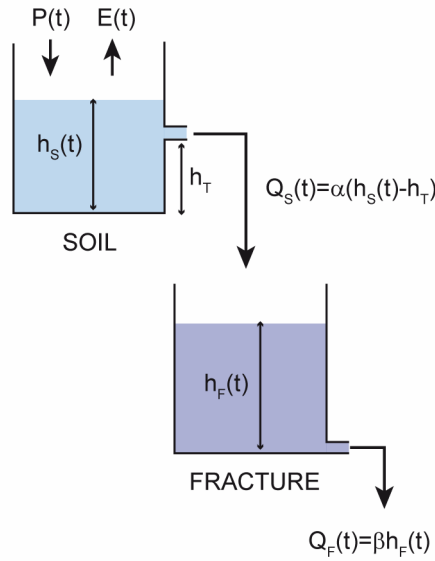


Figure 8.13 : Soil-fracture reservoir model (see text for explanation).

Both soil and fracture reservoir discharges are proportional to water level according to the Maillet model (Maillet, 1905) and are expressed as:

$$Q_S(t) = \alpha(h_S(t) - h_T) \quad (8.4)$$

$$Q_F(t) = \beta h_F(t) \quad (8.5)$$

where α and β are the soil and fracture discharge constants (s⁻¹), Q_S and Q_F the discharges (mm.s⁻¹) exiting respectively the soil and the fracture reservoirs. Transfer from the soil reservoir to the fracture reservoir occurs only if the water level in the soil reservoir is higher than a threshold value h_T . Rainfall $P(t)$ is the model input which is intercepted by the soil reservoir. Part of this water returns to the atmosphere through actual evapotranspiration, and another part feeds the underlying fracture through infiltration. Actual evapotranspiration $E(t)$ is calculated using Penmann-Monteith's formula (Penman, 1948) for daily potential evapotranspiration scaled by Turc's yearly total actual evapotranspiration (Turc, 1961) (see Jacob et al., 2008). Water level in the soil reservoir is given by:

$$h_S(t) = h_S(t_0) + \int_{t_0}^t [P(t) - E(t) - Q_S(t)] dt \quad (8.6)$$

Water level in the fracture reservoir is defined as:

$$h_F(t) = h_F(t_0) + \int_{t_0}^t [Q_S(t) - Q_F(t)] dt \quad (8.7)$$

We iteratively solve equations (8.4) – (8.7) using rain data recorded at BLAQ site (see figure 8.2) and potential evapotranspiration provided by Météo-France. Parameters that need to be adjusted are h_T , α , β and the initial water levels in the soil and fracture reservoirs.

6.3. Two-fracture model

As observed tilts cannot be accounted for using a single fracture model, we find that a two-fracture lumped model incorporates enough degrees of freedom to account for the observed signal. Equation (8.3) can be reformulated as:

$$T = K_1 h_{F1}^n + K_2 h_{F2}^n \quad (8.8)$$

where h_{F1} and h_{F2} are the water levels in the fractures models and K_1 and K_2 are two unknown constants. Six parameters therefore need to be inverted: threshold soil values h_{T1} and h_{T2} , soil discharge constants α_1 and α_2 , fracture discharge constants β_1 and β_2 . In addition, four initial values for the soil and fracture reservoir need to be inverted. We perform a Monte Carlo sampling on these parameters using the Mersenne Twister pseudorandom number generator (Matsumoto et Nishimura, 1998), and run the two lumped models yielding fracture water levels h_{F1} and h_{F2} . Inversions are performed with n set to 1, 2 and 2.5. Finally, K_1 and K_2 are determined by least square adjustment, and the modeled tilt is compared to the observed tilt. The best set of parameters is the one that minimizes the normalized root mean square error between observed and modeled tilt.

6.4. Results: INFRUTS

Results of the best fit inversions are shown in table 8.5. For the two INFRUTS tiltmeters, the best fit is found for case 1 with $n=1$ (see the normalized RMS values in table 8.5). For I144 tilt signal, best fitting short term and long term models are governed by soil discharge constants of respectively 1.1 and 143.9 days and fracture discharge constants of respectively 6.6 and 147.2 days. Soil threshold values are respectively 149 mm and 152 mm. Figure 8.14a) shows the best fit model and its decomposition for the two fractures for I144 tiltmeter. The inversion yields decomposition into a short and a long term components that are clearly visible in the observed tilt, as discussed in section 0.

For I111 tilt data, best fitting models are governed by soil discharge constants of respectively 11.7 and 108.5 days and fracture discharge constants of respectively 189.6 and 190.8 days. Soil threshold values are respectively 158 mm and 237 mm.

Figure 8.14b) shows the best fit model and its two components for I111 tiltmeter.

Power law exponent	Instrument	α_1^{-1} (d)	β_1^{-1} (d)	h_{T1} (mm)	α_2^{-1} (d)	β_2^{-1} (d)	h_{T2} (mm)	Norm RMS (%)	K_1	K_2
n=1	I144	1.1	6.6	149	143.9	147.2	152	4.45	$2.75 \cdot 10^{-2}$	$6.20 \cdot 10^{-2}$
	I111	11.7	189.6	158	108.5	190.8	237	3.44	$8.34 \cdot 10^{-2}$	$-6.74 \cdot 10^{-2}$
n=2	I144	1.1	9.5	208	217.1	92.7	103	5.63	$2.89 \cdot 10^{-4}$	$4.04 \cdot 10^{-4}$
	I111	11.7	437.7	132	102.7	354.0	175	4.36	$6.94 \cdot 10^{-5}$	$-9.43 \cdot 10^{-5}$
n=2.5	I144	1.1	8.7	196	91.2	317.4	1	5.97	$3.58 \cdot 10^{-5}$	$1.72 \cdot 10^{-6}$
	I111	9.9	285.4	61	727.0	42.8	183	4.13	$2.48 \cdot 10^{-6}$	$-7.09 \cdot 10^{-4}$

Table 8.5: Inverted model parameters for INFRUTS tiltmeters for the different power law exponents

It is interesting to note that constant K_2 is negative for this tiltmeter. The opposite signs of K_1 and K_2 denote that the tilt generating fractures are likely located on opposite sides of the instrument. As a result, the decomposition of the tilt signal is not intuitively inferred by looking at the tilt response of I111.

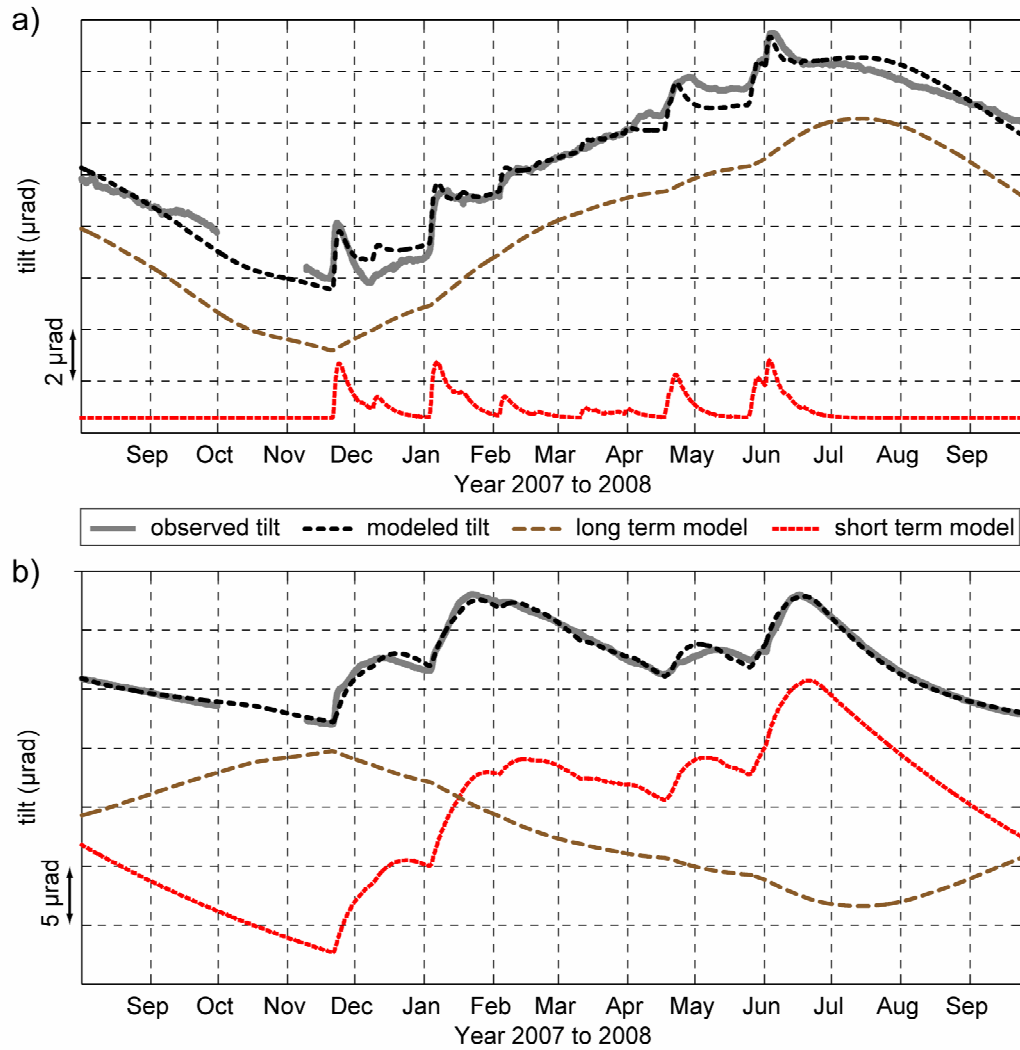


Figure 8.14: best fit model (black dashed line) and its two fractures components (brown and red dashed lines) confronted to observed tilt (solid grey line) for a) I144 tiltmeter and b) I111 tiltmeter. Fracture signals are shifted vertically for better legibility.

6.5. Results: TITOU

Results for T094 tiltmeter are shown in table 8.6. The modeling did not yield acceptable results for T012 tiltmeter; we chose therefore not to include it. This is plausibly due to the identified drift component in T012 signal (see section 3) which may be due to an instrumental drift of no hydrological signification.

Power law exponent	α_1^{-1} (d)	β_1^{-1} (d)	h_{T1} (mm)	α_2^{-1} (d)	β_2^{-1} (d)	h_{T2} (mm)	Norm. RMS (%)	K_1	K_2
n=1	0.9	5.3	110.1	1.4	52.0	322.0	4.83	$1.56 \cdot 10^{-3}$	$2.80 \cdot 10^{-3}$
n=2	0.9	6.9	89.0	1.6	99.8	299.2	3.20	$1.63 \cdot 10^{-5}$	$8.90 \cdot 10^{-6}$
n=2.5	1.0	8.4	66.3	1.6	118.5	257.0	3.02	$1.10 \cdot 10^{-6}$	$3.76 \cdot 10^{-7}$

Table 8.6: Best fit inverted model parameters for the T094 tiltmeter.

The smallest normalized RMS occurs for $n=2.5$ for T094 instrument. In this case, inversion reveals parameters of 1 and 1.6 days for soil discharge, 8.4 and 118.5 days for fracture discharge and soil threshold values of 66.3 and 257 mm. The modeled tilt with its two fracture components is plotted on figure 8.15.

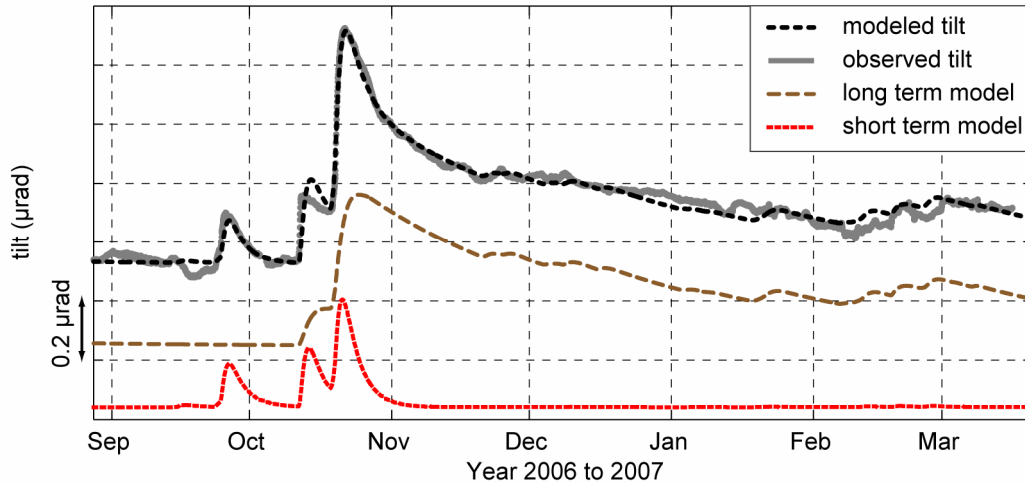


Figure 8.15: best fit model and its two fractures components confronted to observed tilt for T094 tiltmeter.

7. Discussion

Good temporal correlation between precipitation events and tilts on TITOU and INFRUTS underground sites strongly suggests that tilt signals are hydraulically induced. While direct gravity loading due to near-surface water storage cannot generate observed tilt signals, the most likely mechanism responsible for this strain appears to be a hydro-mechanical response of fractures in the tiltmeter vicinity. Using a theoretical soil-fracture model for fracture filling and emptying, we determine effective time constants associated to their behavior. In the following, we attempt to link our interpretation to the concepts associated with vadose zone heterogeneity and fracture density. We then discuss the possible link between the local hydraulic behavior and the global karst discharge dynamics.

Tiltmeters are sensitive to global strain like earth tides as well as local strain induced by hydraulic perturbations. Locally, the tilt function created by a pressure source within an elastic half-space decreases with respect to the source distance. Using in-situ values of elastic parameters for the vadose zone, 2D plane strain modeling helped determine that infinitely long fractures responsible for observed tilt amplitudes on both sites are likely to be within 100-200 m of the instruments. Therefore, observed tilts are likely the signature of local water transfer processes in the vadose zone. If one imagines that several hydraulically conductive fractures are in the tiltmeter vicinity, only the closest and more active ones should dominate the composite signal seen by the instruments. The limit case of this

interpretation is provided by Longuevergne *et al.* (2008) who invokes a single fracture to explain the tilt observed in a mine.

Another important aspect of the tilt response is that shallow instruments (here 15 m depth for INFRUTS site) display a much larger tilt amplitude ($\sim 10 \mu\text{rad}$) than deeper ones (we measure $\sim 1 \mu\text{rad}$ at 50 m depth). Despite the two instruments being separated by more than 5 km and therefore not sampling the same area, the large amplitude difference suggests that most of the active fractures are located at shallow depth in the epikarst zone. This conjecture is supported by two independent arguments. First, numerous observations in karst areas reveal that perched aquifers are trapped in the epikarst (Klimchouk, 2004; Williams, 2008) and may correspond to the hydraulic scheme of figure 8.9 (case 1 and 2). Another element has recently been provided by surface and underground gravity measurements in the vicinity of the present study sites (Jacob *et al.*, 2009). These measurements suggest that most of the time dependent gravity signal is generated by water storage at shallow depth (the top 60 m) rather than a deeper storage in the vadose or phreatic zone. Therefore, our preferred interpretation is that tiltmeters installed in the TITOU site at some 50 m depth lay at larger distances from the pressure sources (active fractures) than tiltmeters installed at INFRUTS site, hence accounting for amplitude differences between the two sites.

Although we interpret the observed tilts at depth with respect to the internal structure of the vadose zone, it must be emphasized that strain and tilt amplitude decrease with depth is a general feature of subsurface crustal strain (Johnston *et al.*, 1995). Indeed, strain is generally high in non-saturated areas, precisely because the time dependent saturation chiefly causes strain variation.

We therefore propose that the two sites, installed at very different depths, allow a characterization of karst heterogeneity with depth as well as the hydraulic behavior of surrounding fractures. INFRUTS tilt response seems to be influenced by at least 3 fractures, one of which is only observed on one baseline (the medium term response in I111). This could indicate that deformation induced by water does not represent the behavior of a homogeneous medium: dense fracture density could delineate blocks which deform independently from one another. By contrast, the two tiltmeters at TITOU site seem to be influenced by the same deforming sources. Moreover, TITOU site tiltmeters are installed some 30 m away from one another, with baselines some tens of m long. This may suggest that deformation over TITOU cave length scale (~ 50 m) is homogeneous.

After precipitation events, the rapid tilt response of T094 and I144 indicate that fractures are filling rapidly, plausibly due to their surface vicinity. One major question is whether or not fracture orientation can be inferred from tilt measurements. Because the azimuth of the maximum tilt remains constant during short term responses (figure 8.5c and d), water level change in a single fracture may be responsible for the observed tilt. Nonetheless, the question of the orientation of active fractures cannot be solved as a variety of dips and orientations may explain the tilt data (Longuevergne *et al.*, 2009). However, we observe that most dissolution-enlarged fractures in the considered areas are nearly vertical. Considering the active fractures to be vertical, the tilt gradient in its vicinity should be

perpendicular to the fracture orientation. This could indicate a N130° to N140° fracture direction for both TITOU and INFRUTS site, based on the N40° to N50° tilt azimuth (figure 8.5c and d). To our knowledge, this direction is not reported as a known fracture system associated to a known past tectonic event affecting the Larzac plateau (Constantin *et al.*, 2002). However, an ongoing work on preferential directions associated to fossil caves and surface fractures in the Durzon basin seems to reveal that N10 and N130 directions are dominant. Further geophysical investigations in the vicinity of tiltmeters stations should bring new insight on the relationship between hydraulically active karst fractures and associated strain.

Characteristic time constants of karst spring are usually retrieved from hydrograph analysis. Because spring flow integrates the whole behavior of the recharge area, the derived time constants are thought to be representative of the average behavior of the karst system. We argue here that tiltmeters are proxies for water level in fractures, hence allowing the determination of input and output fluxes from these fractures. Contrary to spring discharge, tiltmeters are likely to be influenced by fracture water level variations occurring at most 200 m away. Such instruments therefore allow good characterization of local shallow and deep infiltration to and from fractures. Whereas a karst spring hydrograph is the integration of all processes occurring on the karst, tiltmeters are representative of local karst functioning. INFRUTS tilt signal can be decomposed as the sum of three time varying signals which have very different time scales, related to the functioning of three nearby infiltration pathways. This site demonstrates the very heterogeneous state of the shallow karst hydrological processes, where fast infiltration pathways (time scales < 10 days) and slow infiltration pathways (time scales of 100-400 days) coexist. According to Klimchouk (2004), the epikarst plays a major role in separating and distributing flow as fast and slow infiltration. Furthermore, a preferential water storage zone may exist in the surroundings of SALV station and in the temporary lakes area in general (see figure 8.2). This area, nearby INFRUTS site, may contribute to the recession part of the Durzon hydrograph (Jacob *et al.*, 2008). The long term response at INFRUTS site could hence be related to this slow infiltration.

For TITOU site, the short term events (1 day) are most likely the signature of fast infiltration waters feeding both fractures and phreatic conduits associated to spring flood events. TITOU short term tilt response and Durzon spring flood are not in phase (figure 8.5a) because they sample very different rock volumes. Spring flood events represent the integral of all fast infiltration and withdrawal, and tiltmeters short term response may be one of these fast infiltration pathways.

8. Conclusion

Tiltmeters installed in karst media bring original information on karst functioning. We find that a direct water load on the subsurface is unlikely to account for observed tilt amplitudes. Rather, tilt signal may reveal water level variations in nearby fractures, hence providing novel information on local karst functioning. Using simple lumped modeling, we successfully account for the observed tilt

signals and invert soil and fracture discharge constants. Several components of local infiltration water are observed using tiltmeters: fast infiltration which plausibly feeds the spring high flow events and slow infiltration which is part of the base flow component of the spring discharge. Major hydraulically active fractures can therefore be detected, yet their positioning is not possible with one set of tiltmeters alone. Future studies would benefit from the use of several co-localized instruments: tiltmeters, strainmeters, extensometers and underground hydrological instrumentation such as flowmeters. Furthermore, the record of longer tilt time series is mandatory to obtain a good understanding of seasonal and annual karst behavior. Ideally, if a set of tiltmeters were installed every km on the Durzon karst, the understanding of the functioning of this karst would be greatly enhanced. However, long base tiltmeters depend on preexisting caves for their installation. One way to overcome this limitation would be to use borehole tiltmeters. With such instruments, the karst recharge area would not only be much more densely covered, but tilt signal could also be recorded at different depths within a borehole. With this technique, preferential pathways of infiltrating waters and active fractures could be studied much more precisely. However, these instruments do not yet have the time stability to monitor long term (> 1 month) hydraulically induced tilt.

Acknowledgements

This project was part of the program 'Ecosphère Continentale' (ECCO) funded by the 'Agence Nationale de la Recherche' (ANR). The town council of La Couvertoirade (Aveyron, France) is warmly thanked for its support to the project. We are indebted to Jean-Louis Rocher for his advice on numerous cave locations, Gilles Barrau for his invaluable help in installing the tiltmeters and Philippe Vernant for his help on the field. The tractor experiment would not have been possible without Robert Calazel. We also would like to express our gratitude towards Laurent Longuevergne and Nicolas Florsch for many fruitful conversations.

3. Discussion complémentaire

3.1. Remarques additionnelles à l'article

Dans l'article précédent, nous nous servons de la réponse inclinométrique pour caler des modèles à réservoirs simples. Nous considérons donc que la totalité du signal en tilt provient du fonctionnement hydrologique de fractures proches, que l'on approche par une modélisation à réservoirs. Cette hypothèse doit être tempérée. En effet, Longuevergne (2008) montre qu'une contribution à plus grande échelle peut être enregistrée par des inclinomètres. Dans son étude, le signal relié aux variations de stock d'eau au sein du bassin versant étudié ainsi que celles au sein d'une nappe régionale (nappe du fossé rhénan) ressortent, bien que d'amplitude très inférieure à la contribution locale. Des contributions similaires pourraient exister dans notre cas, noyées dans le signal d'origine locale dominant.

Nous avons opté pour un calage des modèles à réservoirs avec les données d'inclinaison pour les raisons suivantes. Les seules données dont nous disposons sont la pluviométrie et le débit à la source. La modélisation par éléments finis indique qu'une origine plausible du tilt réside dans un chargement de fractures hydrologiquement actives, peu éloignées des instruments. Dans cette étude, les caractéristiques de telles fractures sont inconnues : extension, distance à l'instrument, pendage ainsi que variations de niveau en leur sein. La connaissance du système dans lequel les inclinomètres sont installés est ainsi extrêmement limitée. L'utilisation de modèle à réservoirs permet ainsi de s'affranchir de la sous-détermination sévère des paramètres du système.

L'étude de Longuevergne (2008) est plus rigoureuse dans le sens qu'il ne se sert pas du signal pour caler un modèle. En effet, la fracture génératrice de tilt a été identifiée et le débit local à l'exutoire de celle-ci est mesuré (figure 8.16). Le problème est ainsi moins sous déterminé et un couplage entre déformation et modélisation hydrologique peut être effectué.

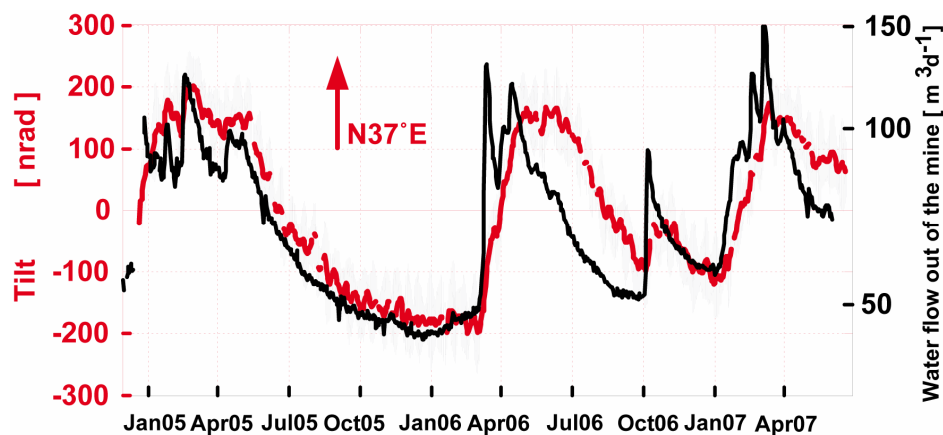


Figure 8.16 : Signal inclinométrique et débit mesuré à Sainte-Croix aux Mine, France, d'après Longuevergne (2008)

D'éventuels effets de site ont été évoqués dans l'article précédent. Des effets de site peuvent intervenir dès lors que la cavité où sont installés les instruments s'écarte d'une forme de 'tunnel' (Harrison, 1976). Les avens instrumentés n'ont pas la forme de galerie de mine (figure 8.3), et d'éventuels effets de site peuvent y avoir lieu. De plus, la topographie environnante peut aussi avoir un effet sur la déformation du site souterrain de mesure (Harrison, 1976). En toute rigueur, il faudrait évaluer ces effets de site par modélisation 3D incluant une topographie de surface réaliste et la géométrie réelle des avens par éléments finis.

Des mesures complémentaires sont souhaitables pour compléter les mesures inclinométriques, comme des mesures de déformation et mesures hydrologiques locales. L'installation d'extensomètres entre les parois rocheuse apporterait des informations supplémentaires. En particulier, la compréhension de la déformation complexe au site INFRUTS pourrait bénéficier d'une telle installation: un suivi de l'extension de la fracture de direction N120 (figure 8.3) dont les pots de l'inclinomètre I111 sont installés de part et d'autre semble nécessaire. Une mesure du débit d'infiltration peut apporter des éléments de réponse. Un pluviomètre a été utilisé à TITOU pour mesurer le débit sous une stalactite.

3.2. Mesure de débit à Titou et comparaison avec le tilt observé

Nous présentons ici succinctement des données de débit souterrain mesurées à Titou et les confrontons aux données de tilt. Une analyse plus complète de ce débit est faite en section 9.2.1. La figure 8.17 montre le signal de tilt et le débit mesuré. Les signaux de tilt et de débit ne présentent pas de similitudes apparentes. Nous montrons en section 9.2.1 que le débit mesuré correspond à une surface d'infiltration inférieure à 15 m². Ces eaux d'infiltration n'affectent donc qu'un volume limité du karst, et le faible débit mesuré implique un faible volume d'eau mis en jeu, qui ne saurait générer une déformation suffisante à l'échelle de l'aven Titou.

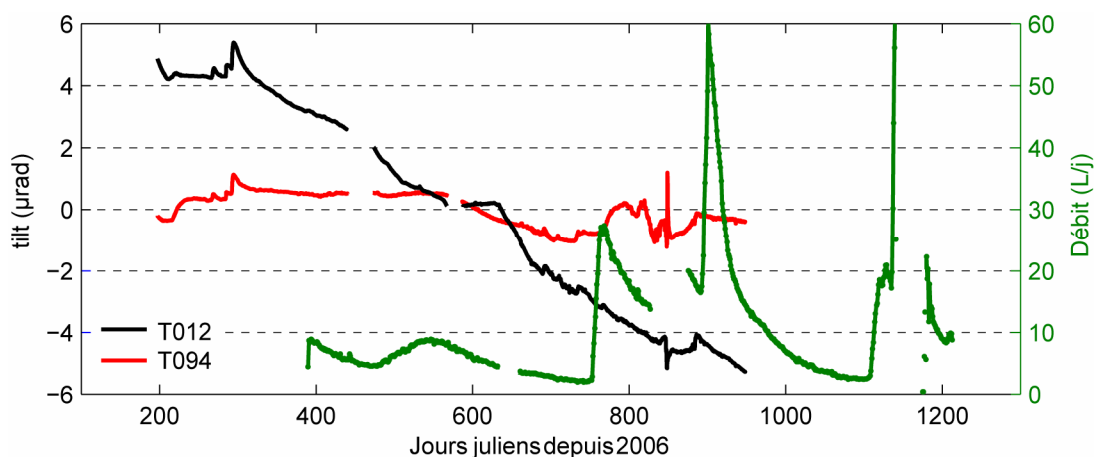


Figure 8.17 : Signal inclinométrique à Titou et mesure de débit souterrain

L'infiltration mesurée ne semble pas avoir de liens clairs avec le signal de inclinométrique à Titou.

4. Conclusion partielle

L'analyse de deux sites instrumentés en inclinométrie longue base a permis de déceler des phénomènes d'infiltration au sein du karst. Nous argumentons que le mécanisme le plus probable à l'origine du tilt observé est la variation de charge au sein de fractures hydrauliquement actives. De telles fractures concernent la zone épikarstique et la zone d'infiltration. L'amplitude du signal mesuré permet d'affirmer que les fractures concernées sont en champ proche, au plus à une centaine de mètres des instruments. Nous utilisons le signal inclinométrique comme un marqueur de variations de niveau dans ces fractures, et calons un modèle à réservoirs aux données. Il est nécessaire d'inclure plusieurs modèles élémentaires représentant le fonctionnement d'une fracture pour rendre compte du signal. Ainsi, le signal de tilt semble influencé par plusieurs fractures. Le site superficiel des INFRUTS (15 m de profondeur) présente un signal d'une amplitude 10 fois supérieure à celui de TITOU (50 m de profondeur). Cette observation peut s'interpréter par l'existence de fractures verticales au sein de l'épikarst subissant des variations de niveau. Le site superficiel serait ainsi plus exposé à la déformation engendrée que le site profond.

Si la déformation semble homogène à l'échelle du site de TITOU, elle ne l'est pas aux INFRUTS. La forte hétérogénéité de l'épikarst pourrait expliquer cela, et le degré d'organisation croissant du cheminement de l'eau avec la profondeur pourrait expliquer la déformation plus homogène à TITOU.

La faible longueur des chroniques est néanmoins handicapante pour l'interprétation de ces signaux.

9. MESURES HYDROLOGIQUES COMPLEMENTAIRES

Cette section présente les données hydrologiques acquises qui sont de deux types : des mesures de niveaux et des mesures de débit souterrains.

1. Mesures de niveaux hydrologiques

1.1. Les Ménudes

Un capteur de pression est installé dans un forage aux Ménudes (figure 4.11), déjà présenté en section 7.3.3 (P. Brunet, H. Jourde, Hydrosiences Montpellier). La figure 9.1 montre le niveau et la conductivité mesurés dans ce forage, confronté au débit du Durzon et à la pluviométrie à BLAQ.

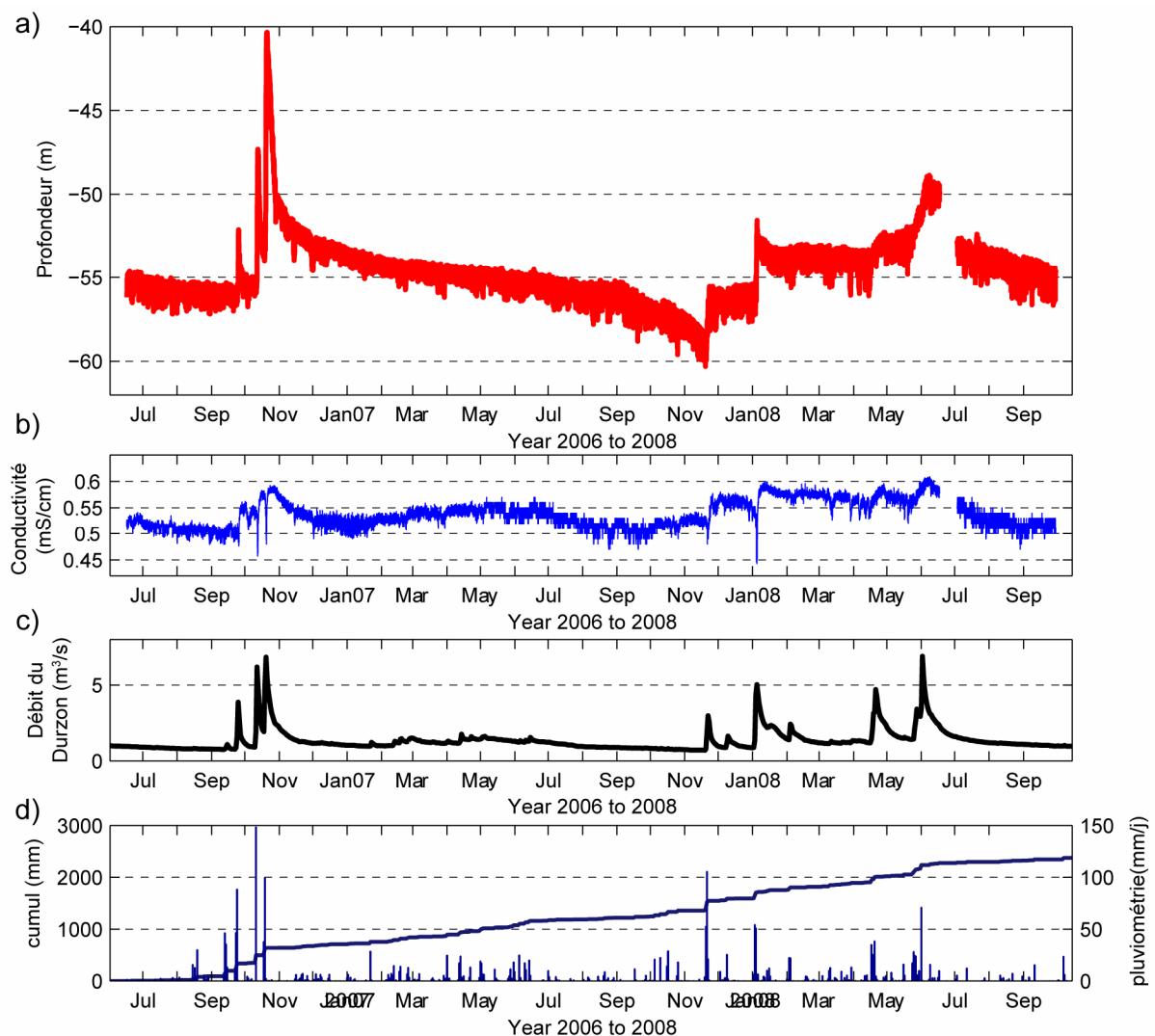


Figure 9.1 a) profondeur piézométrique et b) conductivité de l'eau aux Ménudes, c) Débit du Durzon, d) pluviométrie à BLAQ.

Les variations de niveau aux Ménudes présentent des similarités et des différences avec le débit du Durzon. Certaines fortes crues du Durzon correspondent à des fortes variations de niveau au site des Ménudes : c'est le cas des crues de septembre-octobre 2006 (figure 9.1). Alors que le Durzon présente des faibles crues entre février et juillet 2007, le niveau au Ménude ne semble pas affecté par les maigres pluies répétées pendant cette période. Les fortes pluies de novembre 2007 à février 2008 rehaussent le niveau piézométrique sans toutefois donner des réponses en niveau à forme caractéristique de crue. Le forage des Ménudes est utilisé par les habitants du hameau pour leur consommation.

La conductivité traduit la teneur en ions dissous dans l'eau. La cinétique de dissolution des carbonates étant lente, une eau sera d'autant plus chargée en ions et d'autant plus conductive qu'elle aura séjourné longtemps au contact de la roche. Lors de crues aux Ménudes, on observe un signal fugace de baisse de la conductivité suivi d'une remontée et d'une augmentation de celle-ci par rapport à son niveau anté crue. La baisse de conductivité peut être interprétée comme une infiltration rapide d'eau de pluie (peu chargée en ions donc peu conductive), et la hausse consécutive marque l'arrivée d'eau ayant séjourné plus longtemps dans le karst. Ceci est généralement interprété en invoquant l'effet 'piston' (Plagnes, 1997; Aquilina *et al.*, 2006) : l'eau de pluie 'appuie' littéralement sur le stock d'eau préexistant, induisant l'infiltration de celui-ci. La zone épikarstique peut ici jouer un rôle important dans ce phénomène, grâce à sa fonction de stockage.

L'eau de ce forage a été tracé par Salvayre en 1964, et serait ressortie selon lui aux sources de Cornus et du Cernon. Le Durzon n'a pas été suivi après l'injection, et les méthodes utilisées à l'époque étaient loin d'être infaillibles. Ce traçage n'a donc que peu de valeur scientifique (Bakalowicz, comm. pers.).

1.2. Aven de la Bise

Un capteur de pression est installé à -150 m de la surface dans le siphon de l'aven de la Bise (figure 4.11). Ce capteur a été installé par H. Jourde (Hydrosciences Montpellier). Une rivière souterraine vient alimenter le siphon (figure 9.2).

Les données de niveau sont présentées en figure 9.3. La période de novembre 2006 à juillet 2007 est à exclure car le capteur a été mal placé et se trouve au dessus du niveau de l'eau. Des variations de 0.9 m ont lieu lors des grosses pluies fin janvier 2006, ces variations sont exactement synchrones avec les variations de débit du Durzon. Des variations de niveau inférieures à 0.2 m ont lieu à partir de novembre 2007 en réponses aux fortes précipitations. La chronique n'est ici que malheureusement parcellaire.

La signature d'infiltration rapide clairement observée fin janvier 2006 n'est plus présente pour les événements pluvieux plus récents.



Figure 9.2 gauche : siphon de l'aven de la bise, droite : rivière souterraine en amont du siphon

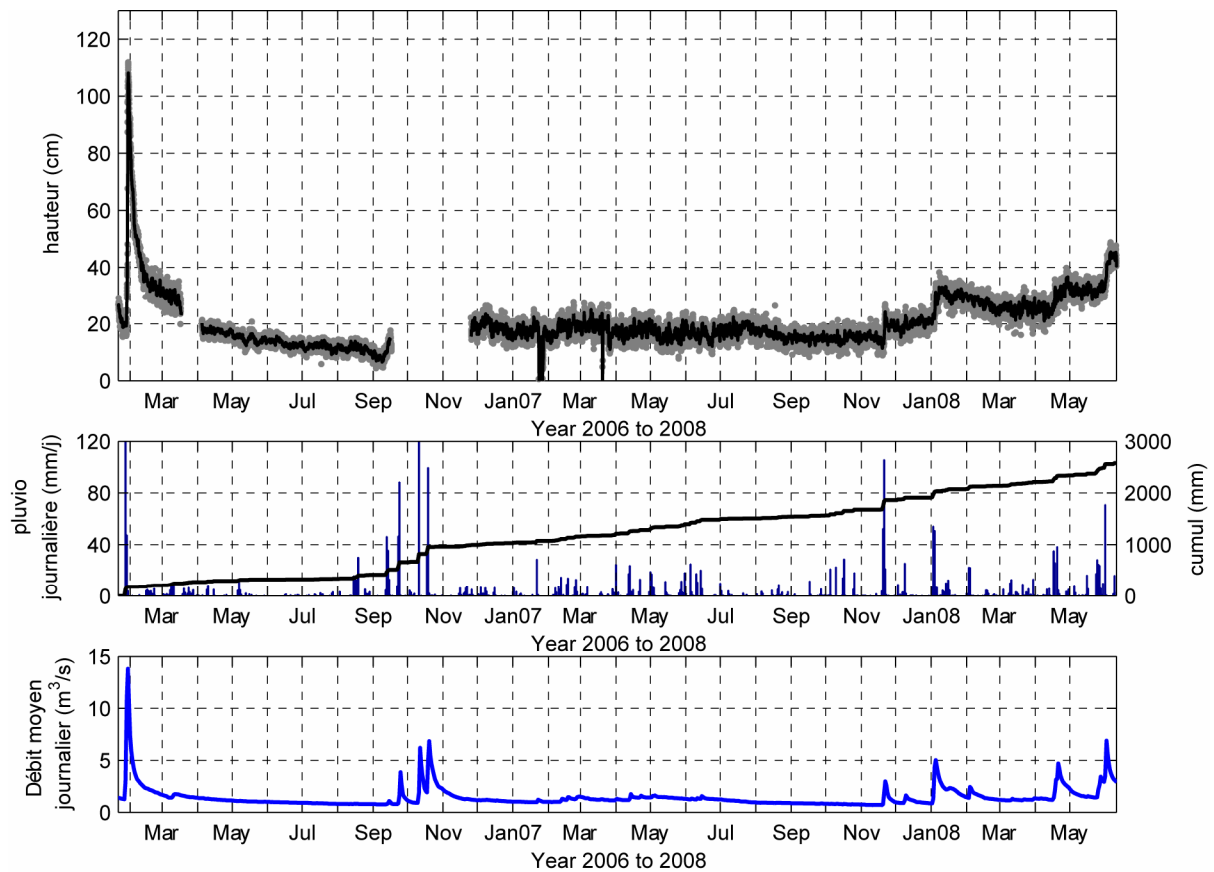


Figure 9.3 : hauteur au dessus du capteur dans le siphon de l'aven de la bise, les données de novembre 2006 à juillet 2007 sont à exclure, moyenne glissante sur 24 h représentée en noir, pluviométrie à BLAQ et débit du Durzon.

1.3. Comparaison et discussion

La présence ou non de réponse à typologie de 'crue' dans les niveaux souterrains peut être mise en relation avec les modèles conceptuels simples de débordement d'un éventuel réservoir épikarst perché.

L'absence de signal de crue dans le niveau aux Ménudes de janvier à juillet 2007 illustre cela : on peut penser que la pluviométrie n'est pas suffisante pour induire un débordement et un signal de crue associé pendant cette période, alors qu'elle l'est entre septembre et novembre 2006 (figure 9.1).

Une certaine similitude de réponse est observée entre les niveaux aux Ménudes et à la Bise de novembre 2007 à juin 2008 (voir figure 9.1 et figure 9.3). Une réponse en 'marche d'escalier' du niveau est en effet présente aux deux sites suite aux fortes pluies. Ces deux sites sont distants de plus de cinq kilomètres (figure 4.11), et aucun lien de continuité hydraulique n'est avéré. La similitude observée dans les variations de niveau peut être mise en relation avec des phénomènes d'infiltration similaire en ces deux parties du système karstique. On observe ici l'expression d'une recharge, d'amplitude certes différentes aux deux sites, mais d'allure générale commune. La question d'invariance d'échelle de l'infiltration et des variations de niveau associées mérite d'être étudiée plus en détail.

De plus, cette allure de marche d'escalier n'est pas sans rappeler la réponse du réservoir lent dans la modélisation pluie-débit effectué en section 5.3.4.2, (voir par exemple figure 5.16b).

Les interrogations suivantes méritent considération:

- Existe-t-il un lien hydraulique entre l'eau infiltrée aux Ménudes et celle parcourant le ruisseau souterrain de l'aven de la Bise?
- Quelle est la relation entre ces niveaux et la zone phréatique du Durzon?
- Les lacs temporaires seraient-ils l'expression du débordement de la nappe des Ménudes ou des nappes adjacentes au sud du bassin du Durzon ?

2. Mesures de débit souterrains

2.1. Aven Titou

Un pluviomètre a été installé dans l'aven Titou, par -50 m de profondeur sous la surface du karst. Ce pluviomètre est placé sous un groupe de stalactites, et donne une mesure du débit de l'eau d'infiltration alimentant les stalactites. Les données sont présentées en figure 9.4, confrontées aux données de pluviométrie et de débit au Durzon. Les variations de débit observées s'apparentent à un hydrogramme karstique type : périodes de crue et périodes de récession. La chronique est marquée par au moins 3 ou 4 événements de 'crue' : fin janvier 2008, fin juin 2008, et sûrement en mai 2008 et début février 2009 (non observés pour cause de dysfonctionnement instrumental) pour un débit mesuré jusqu'à 60 L/j. Les périodes de tarissement sont caractérisées par des décroissances exponentielles dont le débit atteint moins de 5 L/j (janvier 2008 et janvier 2009). La comparaison entre le débit à Titou, la pluviométrie, et le débit du Durzon révèle que les crues observées à Titou ne sont pas synchrones avec celles du Durzon mais différées. De plus, le nombre de crues enregistrées à Titou diffère du nombre de crues au Durzon. L'initialisation d'une 'crue' à Titou apparaît entre 10 et 20 jours après la

pluviométrie, et le pic de crue a lieu entre 10 et 15 jours plus tard (voir par exemple les pluies de début janvier 2008 que l'on associe à la crue à Titou fin janvier 2008, les pluies de fin mai 2008 et la crue de mi juin 2008).

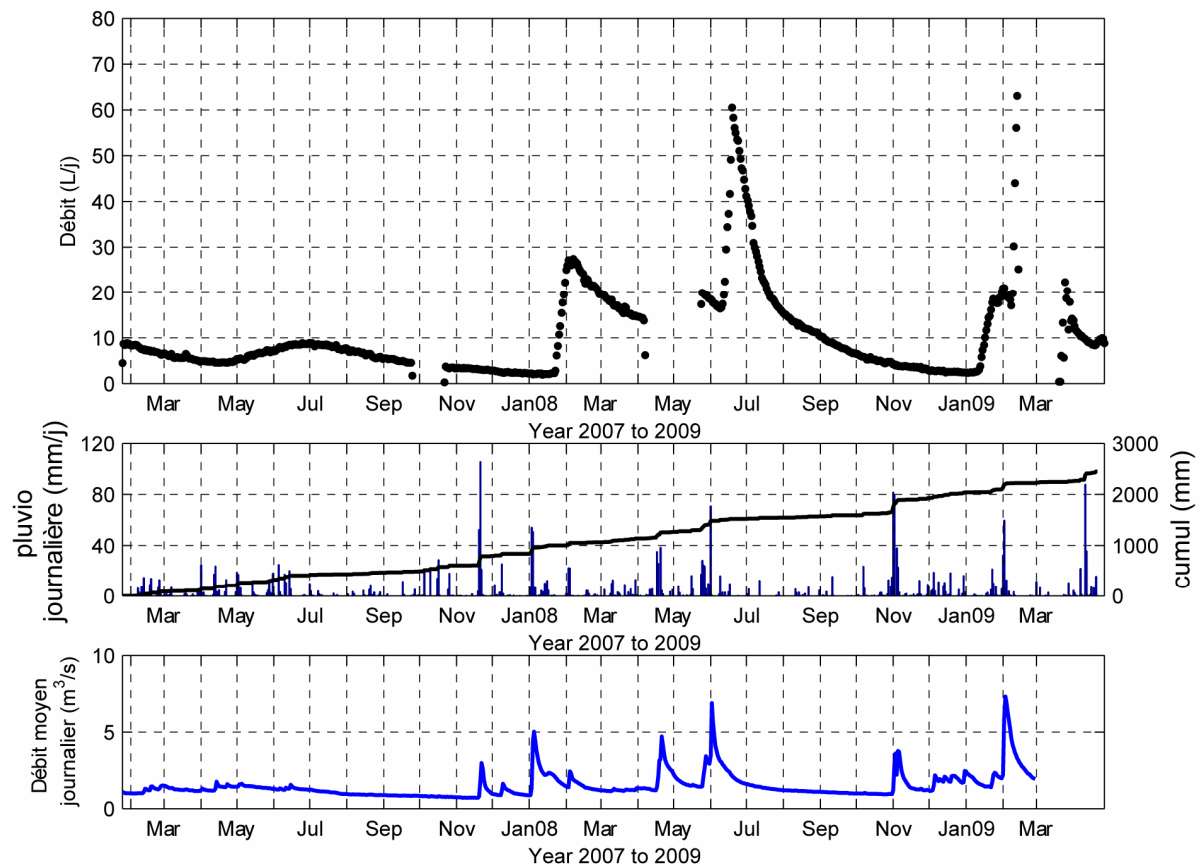


Figure 9.4 : Débit journalier à l'aven Titou, pluviométrie à BLAQ et débit du Durzon

La non linéarité entre un événement de pluviométrique et un événement de crue est ici bien marquée : les premières pluies de l'automne ne génèrent pas de signal à Titou (voir les événements de novembre 2007 et 2008 figure 9.4). Cette non linéarité peut être expliquée conceptuellement par un réservoir type sol ou épikarst ne laissant s'infiltrer l'eau en profondeur que si celui-ci déborde (voir section 5.3.4.2). Le retard entre la pluviométrie générant un débordement et le signal de crue ne peut s'expliquer par le fonctionnement de type Maillet d'un réservoir, car un tel modèle ne peut apporter de déphasages. On peut ici invoquer une 'onde d'infiltration' qui mettrait entre 10 et 20 jours pour parcourir les 50 m de profondeur.

Un bilan de masse permet d'approcher la surface drainée. En faisant l'hypothèse contestable de bilan nul sur la période de mesure, en en prenant un facteur d'évapotranspiration égal à 0.6 (voir section 5.3.3.4), on obtient une surface drainée de $\sim 5 \text{ m}^2$. On perçoit ainsi le caractère local du débit mesuré.

2.2. Aven de La Beaumelle

Un pluviomètre est aussi installé à l'aven Beaumelle, site de mesure de gravimétrie différentielle (voir section 6) par plus de 50 m de profondeur. Une bâche servant de collecteur pour les eaux d'infiltration provenant d'un groupe de stalactite est installée (figure 9.5), et canalise l'eau vers le pluviomètre.



Figure 9.5 : Installation du pluviomètre au fond de l'aven de la Beaumelle. Une bâche collectrice est visible sous les stalactites.

Les données de débit journalier sont présentées à la figure 9.6. Malheureusement, l'installation n'a pas tenu dans le temps, et nous n'avons que trois mois de données complètes entre février et mai 2008. Malgré cette courte période d'acquisition, on observe une décroissance du débit qui peut

s'apparenter à une exponentielle décroissante. Les données acquises fin mai après une interruption présentent un débit plus important, ce saut peut être mis en relation avec un hypothétique événement de 'crue' dont le commencement aurait lieu pendant la lacune courant mai 2008 (figure 9.6). Un déphasage de ~ 20 jours entre la pluie de mi avril 2008 et cette réponse pourrait exister, comme c'est le cas pour le débit mesuré à l'aven Titou (voir section précédente).

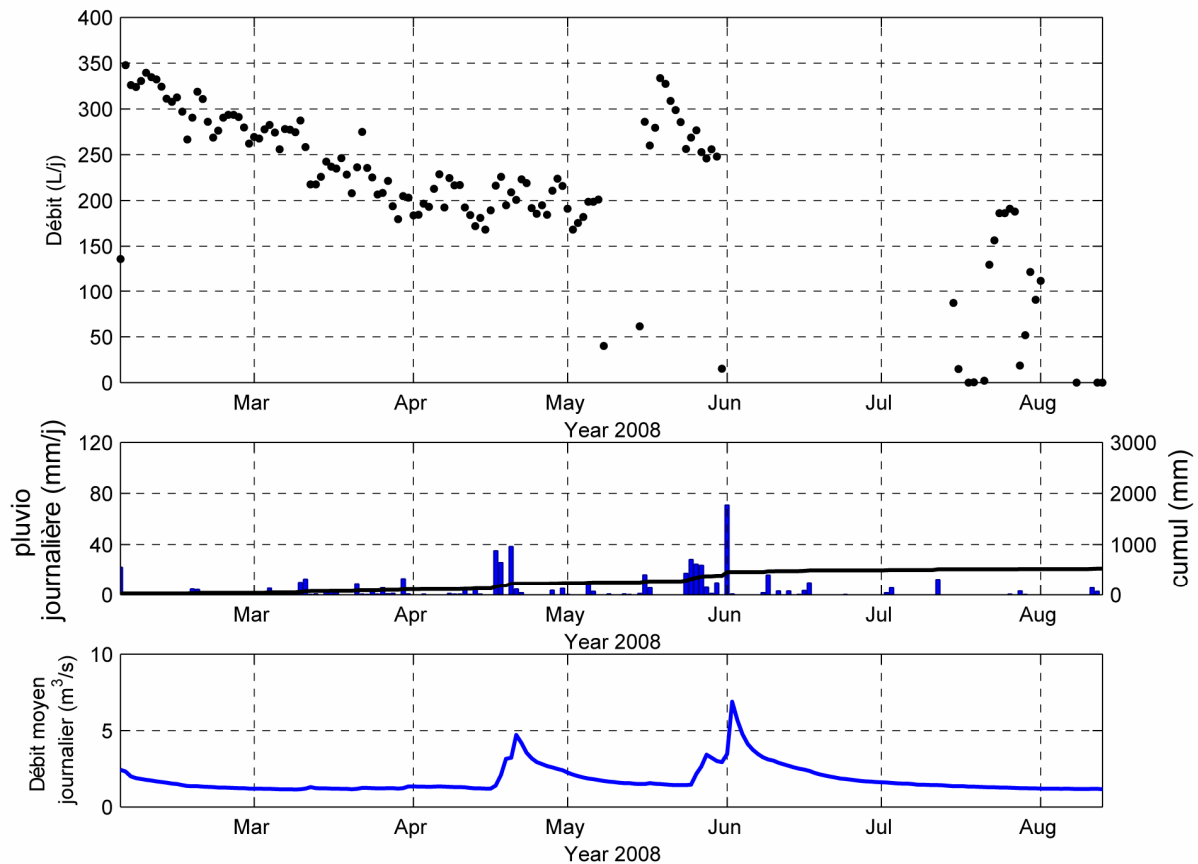


Figure 9.6 : Débit journalier à l'aven de la Beaumelle, pluviométrie à BLAQ et débit du Durzon

Un bilan de masse n'est ici pas effectué à cause de la faible longueur de la chronique. Néanmoins, en prenant la chronique de l'aven Titou comme référence, où un débit moyen de 10 L/j correspond à une aire drainée de $\sim 5 \text{ m}^2$, nous pouvons affirmer que l'aire drainée au dessus des stalactites instrumentés est d'une centaine de m^2 . Il eût été fort intéressant de mesurer ce débit pendant la période des mesures entre la surface et la profondeur avec un gravimètre relatif (voir section 6.2). En effet, ces deux techniques ont un caractère intégrateur, et les variations de masses obtenues par ces techniques auraient mérité d'être comparées l'une à l'autre.

La décroissance du débit apparaît bruitée (figure 9.6) par rapport à celle observée à Titou (figure 9.4). Certains auteurs (Genty et Deflandre, 1998; Fernandez-Cortes *et al.*, 2007) ont observé une anticorrélation entre mesures de débits d'infiltration et pression atmosphérique. L'influence de la pression atmosphérique s'avère ici être précisément la même que celle décrite par ces auteurs: une augmentation de pression génère une diminution de débit et inversement (figure 9.7).

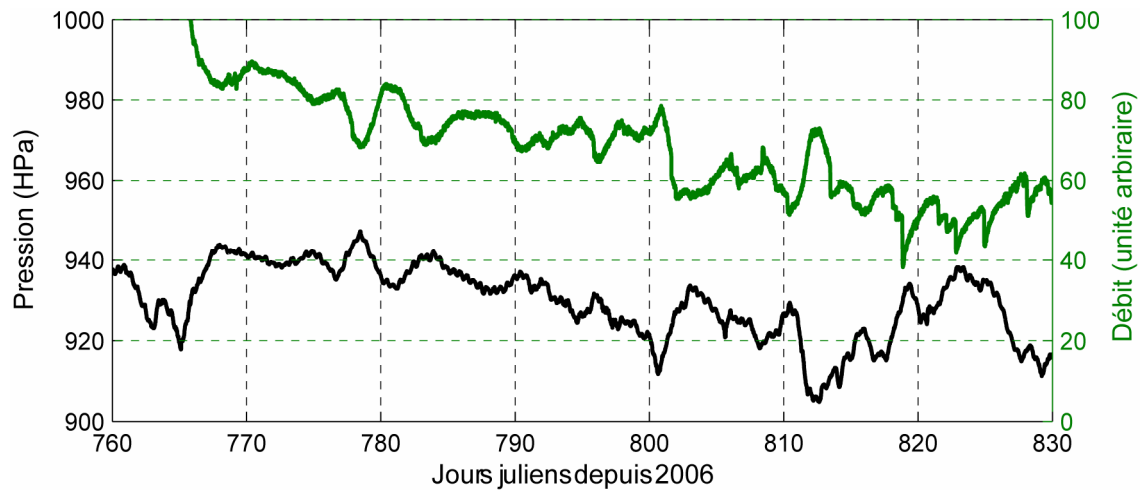


Figure 9.7 : Débit au pas de temps 15 m (unité arbitraire) et pression atmosphérique mesurée à SALV.

L'explication à ce phénomène donnée par Genty & Deflandre (1998) est la suivante. L'eau ne s'infiltre pas de manière monophasique, mais des bulles d'air font partie de la colonne d'infiltration, constituant un milieu biphasique eau-air. La pression du fluide au niveau des stalactites contrôle le débit, et comme la pression atmosphérique est sensiblement équivalente en surface en profondeur, cette pression est fonction de la hauteur de la colonne d'eau et de la hauteur de la colonne d'air. Lors d'une augmentation de la pression atmosphérique, ces auteurs pensent que la pression augmente aussi dans la phase gazeuse, et que par conséquent celle-ci augmente de volume. Ainsi la hauteur d'air augmente, et la hauteur d'eau diminuerait par expulsion d'eau dans des microfissures ; la pression en bas de colonne diminuerait alors, expliquant la baisse du débit. De la même façon, une baisse de la pression atmosphérique induirait une contraction des bulles d'air, qui aurait pour effet l'augmentation la proportion d'eau dans la colonne, et donc générerait une augmentation de pression et donc une augmentation de débit.

Une autre explication peut être formulée : l'écoulement dans la masse karstique se fait en milieu clos par rapport à la pression atmosphérique, et cet écoulement n'est pas biphasique. La pression n'influe ainsi qu'à l'exutoire au niveau des stalactites, soit à la base de la colonne. Une augmentation de pression tend à diminuer la pression totale de la colonne, ce qui se répercute par une baisse du débit. Inversement, une baisse de pression s'accompagne d'une augmentation de la pression totale de la colonne, ce qui induit un débit plus important.

10. SYNTHÈSE

1. Apport et limites des techniques géodésiques en contexte karstique

1.1. Gravimétrie

Les mesures gravimétriques, de par leur caractère intégrateur, se révèlent être très informatives quant aux variations de stock d'eau. Sur les trois sites absolus CANA, BLAQ et SALV, la mesure à une fréquence mensuelle avec un gravimètre absolu FG5 permet d'appréhender les variations de stock d'eau sur l'année. Alors que deux à trois mesures absolues annuelles ne suffisent pas pour apprécier les variations de g liées à l'hydrologie (Nicolas *et al.*, 2006), notre protocole de mesure s'avère adapté au suivi du stockage saisonnier. En première approximation, un bilan à l'échelle du système karstique du Durzon permet d'associer les variations de pesanteur mesurées aux variations de stock d'eau de manière assez concluante (figure 5.14). L'hétérogénéité du stockage est alors mise en avant à la lumière des réponses distinctes aux trois sites absolus (figure 5.9). La variation du stockage en terme de lame d'eau équivalente est de l'ordre de 40 cm.

Par contre, des variations éventuelles entre les mesures mensuelles nous échappent. Van Camp et al. (2005) démontrent que s'il nous avait été possible d'effectuer une série de 100 chutes toutes les heures avec un FG5 pendant 1 an, la qualité de la mesure aurait pu être aussi bonne que celle fournie par un gravimètre supraconducteur pour l'observation de phénomènes à fréquence inférieure à 1 cycle par jour. Néanmoins, le FG5 n'est pas conçu pour une telle utilisation à cause de l'usure de ses parties mécaniques mobiles.

Dans ce travail, les instruments de la géodésie sont assimilés à des instruments hydrologiques. Ainsi, il n'est pas question de corriger le signal gravimétrique des effets des variations de masses d'eau en utilisant des mesures hydrologiques indépendantes, mais plutôt d'utiliser le signal de gravité pour mieux quantifier les variations de nature hydrologiques. Dans cette optique, les chroniques absolues de g sont utilisées pour caler des modèles hydrologiques à réservoir (section 5.3.5). Le site BLAQ peut être modélisé en utilisant un seul réservoir à seuil. Par ailleurs, les variations de g à ce site sont les plus proches des variations prédites par les modèles de bilan de masse (figure 5.14) ainsi que des modèles pluie-débit (section 5.3.4.2) à l'échelle du bassin d'alimentation du Durzon. Cela peut être considéré comme fortuit, mais démontre *a priori* un fonctionnement conceptuellement simple des variations de stock d'eau à ce site.

Les variations de g aux sites CANA et SALV sont plus complexes : le retard observé entre la pluviométrie et la réponse gravifique pourrait être due à des phénomènes d'infiltration. Il est aussi plausible que des phénomènes de transferts latéraux différés aient lieu, surtout au site SALV (voir section 5.3.5). Compte tenu de la sous-détermination du problème inverse gravimétrique, la détermination de la localisation des variations de stock d'eau sous les gravimètres absolus n'est pas

possible avec ces seules mesures. Toutefois, l'influence de l'évapotranspiration, qui affecte le stock d'eau dans les premiers mètres du karst, peut apporter un élément de réponse. Alors qu'une forte variation négative de pesanteur affecte les mesures à BLAQ et à CANA lors de chaque période estivale, le comportement estival de la pesanteur à SALV n'est pas invariablement marqué par des fortes baisses de gravité (figure 5.9). Ainsi, les variations de g à BLAQ et CANA pourraient être provoquées par des variations de stock peu profondes. Pour SALV, des variations de stock de nature plus profondes sont à considérer.

La non unicité des solutions du problème inverse est fortement conditionnée par le fait que les données sont acquises sur la frontière du domaine à inverser. En ce sens, le milieu karstique présente un atout important en donnant accès à la profondeur par des cavités naturelles. Pour tenter de lever l'ambiguïté relative à la profondeur des variations de stock d'eau, des mesures répétées dans le temps de la différence de gravité entre la surface et 60 m de profondeur ont été effectuées (section 6). Le site de mesure de ces différences (BEAU) n'est pas co-localisé avec un site de mesure absolue, mais il est à ~ 2 km de BLAQ. Malgré cette distance, on trouve que l'évolution des différences entre surface et profondeur est remarquablement bien corrélée à celle des variations de g à BLAQ. Nous proposons ainsi que les variations de g à BLAQ seraient à mettre en relation avec des variations de stock sur les 60 premiers mètres du karst. L'épikarst semble un lieu privilégié pour de telles variations, bien que nous ne puissions pas préciser avec certitude où, au sein de ces 60 premiers mètres, ont lieu les variations de stock. Par ailleurs, pour les deux autres sites absolus SALV et CANA, l'incertitude reste entière quant à la localisation des variations de stock. Des mesures co-localisées de gravité absolue en surface accompagnées de mesures différentielle de pesanteur entre la surface et la profondeur seraient idéales et devraient permettre de discriminer la profondeur des variations de stock.

Les mesures différentielles de gravité entre la surface et la profondeur du karst permettent l'obtention de propriétés physiques apparentes : densité et porosité. Nous trouvons une porosité comprise entre 4.8 et 7.3 % pour les 60 premiers mètres du karst, valeur qui est représentative d'un volume significatif de roche. En cela, de telles mesures différentielles de gravité représentent un moyen unique pour obtenir une porosité moyenne sur la tranche supérieure du karst.

Les levés microgravimétriques effectués par quatre fois sur quarante sites du bassin d'alimentation du Durzon ont permis de visualiser l'hétérogénéité spatiale du stockage (section 7). Des zones à forte et faible amplitude de variation de gravité sont délimitées. Nous montrons que la période susceptible de dévoiler le plus clairement les variations de stock relatives au fonctionnement interne du karst est celle englobant une période hivernale pluvieuse à faible évapotranspiration. En effet, la détermination précise de l'évapotranspiration réelle reste le point noir de ce travail. Pour pallier ce problème, nous suggérons que toute période présentant des variations de stock faiblement influencées par l'évapotranspiration soit une période à étudier de façon privilégiée. Ainsi, l'analyse de la période de recharge à faible évapotranspiration entre novembre 2007 et avril 2008 a permis d'émettre l'hypothèse que la zone phréatique, à certains endroits du bassin d'alimentation, puisse être le siège de variations

de stock et puisse ainsi contribuer aux variations de g mesurées en surface. Cette possibilité est discutée pour le site des Ménudes, dont le niveau piézométrique 50 m sous la surface montre des variations pluri-métriques entre levés consécutifs (section 7.3.3).

La méthode gravimétrique est un moyen intéressant pour l'étude des variations de stock d'eau dans un système karstique. En faisant uniquement des mesures en surface du karst, l'ambiguïté de cette technique se révèle handicapante pour une interprétation fine de la localisation des variations de stock. L'expérience de mesure différentielle entre la surface et la profondeur a démontré le potentiel d'une telle mesure, et a en partie levé l'ambiguïté inhérente aux mesures de surface.

Les systèmes karstiques, de par de leur complexité, ne sont pas propices à une instrumentation extensive par des moyens de l'hydrologie classique. Sur de tels systèmes, la gravimétrie peut jouer un rôle important comme outil de quantification des variations de stock d'eau.

1.2. Inclinométrie

Les deux sites instrumentés en inclinométrie longue base sont des sites pilotes pour de tels instruments en milieu karstique. Initialement, ces instruments ont été installés avec pour but l'observation de zones de stockage préférentielles à l'échelle du karst, dont la zone des lacs temporaires faisait partie. Le mécanisme pressenti était la déformation élastique causée par une surcharge en rapport avec les variations de stock à l'échelle du karst. L'hétérogénéité du karst ainsi que les mécanismes pouvant générer du tilt n'avaient pas été bien appréciés. Une modélisation aux éléments finis a permis d'établir que le mécanisme le plus plausible est la surpression dans des fractures environnantes (section 8.2). Ainsi, les inclinomètres installés donneraient une mesure indirecte du niveau dans de telles fractures.

Une relation non linéaire est observée entre pluviométrie et réponse en tilt pour chaque instrument, cette réponse semblant réversible, et caractérisée par des constantes de temps bien définies. On rend compte des réponses inclinométriques à la pluviométrie par modélisation à réservoirs. Il est nécessaire d'inclure deux modèles hydrologiques à réservoirs comportant un réservoir de production et un réservoir de transfert pour rendre compte des réponses observées. Nous argumentons que les instruments sont influencés par le fonctionnement de plusieurs fractures dans leur voisinage.

L'amplitude de la réponse inclinométrique semble corrélée avec la profondeur d'installation des instruments : une réponse de $\sim 10^{-5}$ rad est observée par -15 m de profondeur aux INFRUTS, alors qu'une réponse de $\sim 10^{-6}$ rad est observée au site TITOU, par -50 m de profondeur. Les fractures responsables du signal de tilt pourraient ainsi être superficielles, ce qui expliquerait l'observation précédente. Les réponses en tilt aux deux sites permettent de quantifier l'hétérogénéité du karst : si la réponse est homogène à TITOU par -50 m de profondeur sur une longueur caractéristique de ~ 50 m, elle l'est nettement moins aux Infruts en sub-surface sur une longueur caractéristique de ~ 15 m.

Cela pourrait illustrer la hiérarchisation des écoulements entre une recharge diffuse pluviométrique en surface vers une canalisation des écoulements à plus grande profondeur. De plus, des phénomènes

rapides et lents sont enregistrés par nos deux instruments, ce qui démontre que de tels phénomènes sont présents partout sur le karst.

2. Variations de stock d'eau dans le système karstique du Durzon

Nous allons maintenant tenter d'unifier les observations géodésiques et hydrologiques en proposant un modèle de fonctionnement pour le système karstique du Durzon. L'étude des levés gravimétriques a montré une forte hétérogénéité de stockage de l'eau sur le bassin d'alimentation. Il apparaît difficilement concevable de formuler un modèle représentatif du bassin d'alimentation dans sa globalité. Par contre, le bassin d'alimentation semble divisé géographiquement et pourrait être le siège de différents modes de fonctionnement hydrologique.

2.1. Epikarst

Sur le bassin d'alimentation du Durzon, l'épikarst joue dans certaines zones un rôle important de stockage de l'eau. Ceci a été mis en évidence par l'expérience de gravimétrie différentielle (section 6). Au site BLAQ, l'essentiel des variations de g observées seraient à mettre en relation avec ce stockage épikarstique. Si on devait identifier le rôle de l'épikarst par rapport au fonctionnement d'un modèle conceptuel à réservoir, il pourrait être identifié comme ayant à la fois le rôle de production et de transfert. La gravimétrie démontre la présence d'un seuil limitant le stock d'eau, et un fonctionnement selon le modèle de Maillet semble bien approximer les processus physiques ayant lieu au sein de cet horizon. Le fort potentiel de stockage de l'épikarst peut être associé au contraste de porosité et de perméabilité ayant lieu avec la zone d'infiltration sous-jacente. Les dolomies bathoniennes peuvent jouer un rôle important dans ce stockage épikarstique du fait de leur forte érodabilité et de leur porosité importante. Le rôle du sol est aussi à mettre en avant en tant qu'horizon de stockage de l'eau. L'épaisseur de celui-ci peut ainsi conditionner la quantité d'eau stockée.

Les zones à faible amplitude de stockage mises en avant par microgravimétrie (voir figure 7.13c et d) sont bien drainées. On peut invoquer à ce propos un faible seuil limite de stockage épikarstique ou une conductivité hydraulique forte, sans qu'il soit possible de les différencier.

2.2. Zone d'infiltration

Les mesures gravimétriques ne permettent pas de dissocier le stockage dans l'épikarst d'un éventuel stockage dans la zone d'infiltration. Les mesures différentielles de gravité entre surface et profondeur ont établi que des variations importantes de stock ont lieu sur les premiers 60 m du karst au site BEAU. Cette profondeur inclut la partie superficielle de la zone d'infiltration, qui pourrait ainsi participer à la fonction de stockage. Les fractures verticales dont la mise en charge serait responsable du signal inclinométrique pourraient être dans la zone d'infiltration. Le rôle que joue l'épikarst dans la séparation de l'infiltration lente et rapide serait ainsi mis en évidence. Le suivi du débit d'infiltration

en profondeur montre que la zone d'infiltration est sujette à des infiltrations lentes (pluviomètre souterrain de l'aven Titou, section 9.2.1), mais aussi à des infiltration plus soutenues (pluviomètre souterrain de l'aven de la Beaumelle, section 9.2.2).

2.3. Zone saturée

Nous n'avons que peu de regards sur la zone noyée. Les niveaux suivis aux Ménudes et à l'aven de la Bise (sections 9.1.1 et 9.1.2) sont des observations intéressantes mais éparées. Toutefois, une interprétation de la période de recharge observée par microgravimétrie (section 7.2) peut être faite en invoquant des variations de stock importantes dans le niveau saturé de certaines zones du bassin d'alimentation. En particulier, la zone des Ménudes, caractérisée par une variation inter annuelle de son niveau piézométrique (section 9.1.1), pourrait être représentative d'une telle zone.

Il est tentant d'associer les variations de g à la station SALV avec le fonctionnement d'une nappe équivalente. En effet, la tendance pluri annuelle observée à ce site (section 5.3.1) pourrait s'apparenter aux variations de niveau d'une nappe équivalente à celle des Ménudes sous la Salvetat. L'existence de lacs temporaires dans cette zone (section 4.4.3) pourrait être la conséquence du débordement de telles nappes. La relation entre ces nappes et la zone phréatique reliée à la source du Durzon n'est pas évidente. On peut émettre l'hypothèse que de telles nappes pourraient assurer une fonction capacitive et alimenter en partie le débit d'étiage du Durzon.

Toujours en se basant sur les interprétations des levés microgravimétriques (section 7.2), on peut aussi émettre l'hypothèse qu'il n'existe non pas une seule zone saturée continue, mais plusieurs zones saturées indépendantes les unes des autres. Comme indiqué précédemment, la zone des lacs temporaires pourrait contenir plusieurs parties saturées. De plus, les levés microgravimétriques ont mis en évidence plusieurs zones à forte amplitude de stockage. Nous interprétons ces fortes amplitudes comme la signature de la somme des variations de stock d'eau dans l'épikarst et dans la zone saturée. Ainsi, de telles zones auraient une partie saturée jouant un rôle capacitif. Nous en donnons un schéma interprétatif (figure 10.1) reprenant la figure 7.10. Les zones orange sont les zones où les variations de stock d'eau pourraient avoir lieu à la fois dans l'épikarst/zone d'infiltration et dans la zone saturée. Nous considérons ainsi 3 zones majeures saturées: la zone des lacs temporaires au sud ouest, la zone en aval de cette dernière zone allant vers le Durzon, et finalement la zone Sud-Nord à l'ouest du bassin. Aucune information hydrologique n'est disponible pour cette dernière zone. Nous avons indiqué un cheminement horizontal hypothétique de l'eau dans ces zones (figure 10.1).

Ces zones entourent une partie centrale interprétée comme ayant un épikarst/zone d'infiltration lequel a lieu la majorité de la variation de stock d'eau (zone centrale comportant les sites BLAQ et BEAU). Le fonctionnement de cette zone est décrit dans les interprétations de l'article section 5.2.

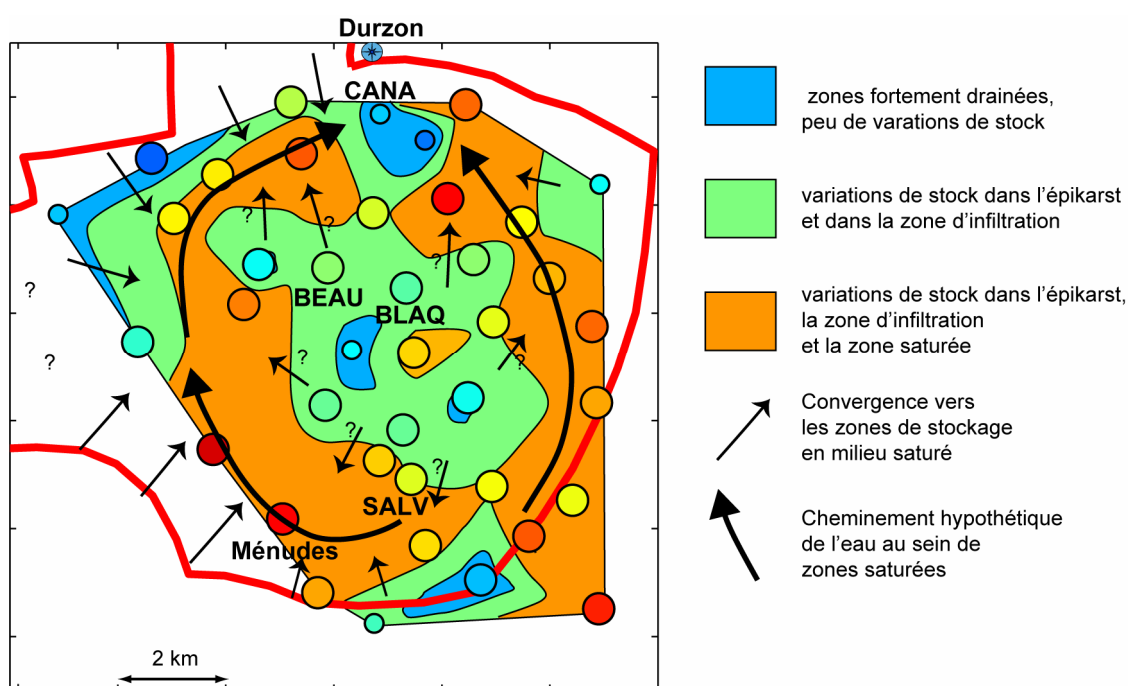


Figure 10.1 : schéma interprétatif du stockage et des transfert d'eau sur le bassin d'alimentation du Durzon.

Ainsi, le système karstique du Durzon est une entité hydrologique complexe, complexité qui a été mise en avant par des méthodes géodésiques. Nous faisons l'hypothèse de la présence de plusieurs entités saturées ayant des fonctions capacitives. Notre hypothèse mériterait d'être examinée à la lumière de considérations hydrogéologiques et karstologiques plus fines. En effet, la dichotomie entre les parties ouest et est du bassin d'alimentation en terme de géologie (voir section 4.2.1), de géomorphologie et de karstification doit être étudiée plus précisément pour apporter des éléments de réponses quant aux hypothétiques zones saturées présentes à l'est et à l'ouest du bassin (figure 10.1).

Comme cela a été démontré pour le système karstique de la Fontaine de Vaucluse (Lastennet, 1994; Emblanch, 1997; Lastennet et Mudry, 1997; Batiot *et al.*, 2003; Emblanch *et al.*, 2003; Garry, 2007) et sur le karst suisse de Milandre (Perrin, 2003; Perrin *et al.*, 2003b), l'épikarst et la partie supérieure de la zone d'infiltration ont une fonction capacitive avérée sur le système karstique du Durzon. Nous pensons aussi qu'il existe des zones saturées pouvant avoir une fonction capacitive. Il est possible que des 'système annexes au drains' (Mangin, 1975) assurent une partie de cette fonction capacitive, mais, à la vue de l'étendue de telles zones (figure 10.1), on peut invoquer du stockage dans la porosité et dans les réseaux de fractures de la roche.

3. Perspectives

Au cours de ce travail, la gravimétrie a permis de bien quantifier la variation du stockage souterrain dans le temps et l'espace. De son côté, l'inclinométrie a donné des renseignements utiles sur les

modalités du transfert dans le réseau de fractures. De nombreuses zones d'ombre demeurent toutefois. Dans le cadre de l'étude du karst du Larzac, les points sur lesquels de nouveaux efforts pourraient porter sont les suivants :

- L'évapotranspiration réelle doit être déterminée avec précision, cela sur plusieurs sites du bassin d'alimentation ou la variation de g peut être mesurée. Pour ce faire, des capteurs d'humidité pourraient être installés autour des sites absolus afin de suivre les variations de teneur en eau dans les horizons superficiels. De cette manière, l'effet gravifique des ces variations pourrait être calculé et comparé aux variations mesurées. Cela apporterait une contrainte supplémentaire quant à la localisation des variations de stock d'eau responsables des variations de pesanteur.
- Une co-localisation des mesures géodésiques est nécessaire. Idéalement, un site qui pourrait accueillir des mesures de gravité absolue en surface, des mesures différentielles de pesanteur entre surface et profondeur, et si possible, des mesures inclinométriques dans un rayon proche permettrait de localiser et de quantifier bien plus précisément les variations de stock d'eau. Sur un tel site, des mesures de débit souterrain seraient aussi souhaitables.
- Des mesures quasi-continues des variations de g se révéleront intéressantes : elles permettront de confirmer ou d'infirmer la modélisation faite dans cette thèse. Par exemple, les phénomènes 'rapides' relatifs au fonctionnement karstique seront alors accessibles. Dans cette optique, l'installation d'un gravimètre supraconducteur sur le Larzac dans le cadre du futur observatoire (OSU OREME) est prévue dans le futur proche.
- Un point qui serait également à éclaircir concerne l'hétérogénéité spatiale du signal gravimétrique, qui pourrait bien varier de façon importante sur des échelles de quelques dizaines ou centaines de mètres. Des cartes détaillées, par exemple autour des sites de mesures permanents, permettront de déterminer précisément cette variabilité.
- Les sites inclinométriques doivent faire l'objet d'études de la fracturation de la roche dans un rayon de 500 m autour des instruments. De plus, des instruments géodésiques complémentaires, comme des extensomètres, seraient bienvenus au cotés des inclinomètres.
- Une instrumentation hydrologique et géochimique plus abondante sur le bassin d'alimentation du Durzon est souhaitable.

Enfin, l'ensemble des observations relatives au transfert de l'eau devrait être intégré dans un modèle global prenant en compte les horizons de stockage : sol, epikarst, zone de transfert, zone phréatique. La définition précise de la géométrie et des conditions aux limites devrait permettre une modélisation globale (par exemple par éléments finis) contrôlée par les observations précédemment évoquées.

Au delà du système karstique du Durzon, il serait intéressant d'étudier d'autres types de karst afin d'étudier les différentes modalités du stockage gravimétrique. Par exemple, des comparaisons pourraient être faites entre des karsts à faible épaisseur (ex : plateau de l'Hortus d'une épaisseur de 50 m environ) et des karsts à forte puissance comme le plateau du Vaucluse d'une épaisseur de 700 m.

Comme nous l'avons déjà souligné, la réalisation de ces levés doit être effectuée en période de recharge et de faible évapotranspiration. Cela pourrait conduire à terme à une véritable cartographie du stockage potentiel des eaux souterraines.

11. BIBLIOGRAPHIE

- Abe, M., Takemoto, S., Fukuda, Y., Higashi, T., Imanishi, Y., Iwano, S., Ogasawara, S., Kobayashi, Y., Dwipa, S. et Kusuma, D.S., 2006. Hydrological effects on the superconducting gravimeter observation in Bandung. *Journal of Geodynamics*, 41(1-3): 288-295.
- Agnew, D., 1986. Strainmeters and tiltmeters. *Reviews of Geophysics*, 24: 579-624.
- Al-fares, W., 2002. Caractérisation des milieux aquifères karstiques et fracturés par différentes méthodes géophysiques. Ph.D. Thesis, Université Montpellier II, 236 pp.
- Al-fares, W., Bakalowicz, M., Guérin, R. et Dukhan, M., 2002. Analysis of the karst aquifer structure of the Lamalou area (Hérault, France) with ground penetrating radar. *Journal of Applied Geophysics*, 51: 97-106.
- Allen, G.A., Pereira, L.S., Raes, D. et Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements. FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.
- Ambert, M. et Ambert, P., 1995. Karstification des plateaux et encaissement des vallées au cours du Néogène et du Quaternaire dans les Grands Causses méridionaux (Larzac, Blandas). *Géologie de la France*, 4.
- Ambert, P., 1989. L'abri des Canalettes (Nant, Aveyron) : Présentation géomorphologique. . Travaux UA 903 du CNRS, XXVIII: 35-51.
- Amelung, F., Galloway, D.L., Bell, J.W., Zebker, H.A. et Lacznia, R.J., 1999. Sensing the ups and downs of Las Vegas-InSAR reveals structural control of land subsidence and aquifer-system deformation. *Geology*, 27: 483-486.
- Andersen, O. et Hinderer, J., 2005. Global inter-annual gravity changes from GRACE; early results *Geophysical Research Letters*, 32(1): 4 pp.
- Aquilina, L., Ladouche, B. et Dörfli, N., 2006. Water storage and transfer in the epikarst of karstic systems during high flow periods. *Journal of Hydrology*, 327: 472-485.
- Baedke, S.J. et Krothe, N.C., 2001. Derivation of effective hydraulic parameters of a karst aquifer from discharge hydrograph analysis. *Water Resources Research*, 37(1): 13-19.
- Bakalowicz, M., 1999. Connaissance et gestion des ressources en eau souterraines dans les régions karstiques. Guide technique n°3. Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse, Lyon, 40 pp.
- Bakalowicz, M., 2005. Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*, 13(1): 148-160.
- Ballu, V., Diamant, M., Briole, P. et Ruegg, J.-C., 2003. 1985-1999 gravity field variations across the Asal Rift; insights on vertical movements and mass transfer. *Earth and Planetary Science Letters*, 208(1-2): pp. 41-49.
- Batiot, C., Emblanch, C. et Blavoux, B., 2003. Carbone Organique Total (COT) et Magnésium (Mg^{2+}) : deux traceurs complémentaires du temps de séjour dans l'aquifère karstique. *C. R. Geoscience*, 335: 205-214.
- Becker, J. et Bevis, M., 2004. Love's problem. *Geophysical Journal International*, 156: 171-176.
- Beilin, J., 2006. Apport de la gravimétrie absolue à la réalisation de la composante gravimétrique du Réseau Géodésique Français. Master Thesis, Institut Géographique National.
- Bettinelli, P., Avouac, J.-P., Flouzat, M., Bollinger, L., Ramillien, G., Rajaure, S. et Sapkota, S., 2008. Seasonal variations of seismicity and geodetic strain in the Himalaya induced by surface hydrology. *Earth and Planetary Science Letters*, 266(3-4): 332-344.
- Beven, K., 1993. Prophecy, Reality and Uncertainty in Distributed Hydrological Modeling. *Advances in Water Resources*, 16(1): 41-51.
- Beven, K. et Freer, J., 2001. Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *Journal of Hydrology*, 249(1-4): 11-29.
- Beven, K.J. et Kirkby, M.J., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24: 43-69.
- Biot, M.A., 1941. General theory of three-dimensional consolidation. *J. Appl. Phys.*, 24: 155-164.

- Bonvalot, S., Diament, M. et Gabalda, G., 1998. Continuous gravity recording with Scintrex CG-3M meters: a promising tool for monitoring active zones. *Geophysical Journal International*, 135(2): 470-494.
- Bonvalot, S., Remy, D., Deplus, C., Diament, M. et Gabalda, G., 2008. Insights on the March 1998 eruption at Piton de la Fournaise volcano (La Reunion) from microgravity monitoring. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 113(B5).
- Boucher, M., Girard, J.F., Legchenko, A., Baltassat, J.M., Dorfliger, N. et Chalikakis, K., 2006. Using 2D inversion of magnetic resonance soundings to locate a water-filled karst conduit. *Journal of Hydrology*, 330(3-4): 413-421.
- Boudin, F., 2004. Développement et validation d'un inclinomètre longue base de subsurface à silice et mercure : Application à des mesures géophysiques de haute résolution sur le chantier pilote du Golfe de Corinthe. Ph.D. Thesis, Institut de Physique du Globe de Paris, Paris, 322 pp.
- Boudin, F., Bernard, P., Longuevergne, L., Florsch, N., Larmat, C., Courteille, C., Blum, P.A., Vincent, T. et Kammentaler, M., 2008. A silica long base tiltmeter with high stability and resolution. *Review of Scientific Instruments*, 79(3): 11.
- Bour, O., Jacob, T., Boudin, F., Moreau, F., Bayer, R., Maia, M., Caudal, J.-P., Davy, P., Durand, S., Dauteuil, O., Le Moigne, N., Esnault, M., Hinderer, J., Luck, B., Lalancette, M.-F., Batany, C., Morel, L., Ferrand, A., Gavrilenko, P. et Florsch, N., 2007. A field experiment to monitor the gravimetric and geodetic changes during a large-scale pumping test in a crystalline aquifer. EGU 2007, Vienna, Austria.
- Boussinesq, J., 1885. Application des potentiels à l'étude de l'équilibre et du mouvement des solides élastiques, Paris.
- Bower, D.R. et Courtier, N., 1998. Precipitation effects on gravity measurements at the Canadian absolute gravity site. *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 106: 353-369.
- Boy, J.P., Hinderer, J. et Gegout, P., 1998. Global atmospheric loading and gravity. *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 109: 161-177.
- Boy, J.P., Hinderer, J., 2006. Study of the seasonal gravity signal in superconducting gravimeter data. *Journal of Geodynamics*, 41: 227-233.
- Braitenberg, C., Romeo, G., Taccetti, Q. et Nagya, I., 2006. The very-broad-band long-base tiltmeters of Grotta Gigante (Trieste, Italy): Secular term tilting and the great Sumatra-Andaman islands earthquake of December 26, 2004. *Journal of Geodynamics*, 41: 164-174.
- Bruxelles, L., 2001a. Dépôts et altérites des plateaux du Larzac central : causes de l'Hospitalet et de Campestre (Aveyron, Gard, Hérault). Evolution morphogénique, conséquences géologiques et implications pour l'aménagement. Ph.D Thesis, Université de Provence, Aix-en-Provence, 266 pp.
- Bruxelles, L., 2001b. Reconstitution morphologique du Causse du Larzac (Larzac central, Aveyron, France) Rôle des formations superficielles dans la morphogenèse karstique. *Karstologia*, 38: 25-40.
- Bruxelles, L. et Caubel, A., 1996. Lacs temporaires et circulations de surface sur le causse de l'Hospitalet du Larzac (12) en 1996 : fonctionnement et implications géomorphologiques. *Bulletin de la Société Languedocienne de Géographie*, 3-4: 253-288.
- Budetta, G. et Carbone, D., 1997. Potential application of the Scintrex CG-3M gravimeter for monitoring volcanic activity; results of field trials on Mt. Etna, Sicily. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 76(3-4): pp. 199-214.
- Burbey, T.J., 2003. Use of time-subsidence data during pumping to characterize specific storage and hydraulic conductivity of semi-confining units. *Journal of Hydrology*, 281: 3-22.
- Burbey, T.J., Warner, S.M., Blewitt, G., Bell, J.W. et Hill, E., 2005. Three-dimensional deformation and strain induced by municipal pumping, part 1: Analysis of field data. *Journal of Hydrology*.
- Constantin, J., Vergély, P. et Cabrera, J., 2002. Tectonique et fracturation associée dans le bassin des Causses (Aveyron, France) : le cas du secteur de Tournemire. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173(3): 229-243.
- Crossley, D., Hinderer, J. et Boy, J.P., 2005. Time variation of the European gravity field from superconducting gravimeters. *Geophysical Journal International*, 161: 257-264.

- d'Oreye, N.F. et Zurn, W., 2005. Very high resolution long-baseline water-tube tiltmeter to record small signals from Earth free oscillations up to secular tilts. *Review of Scientific Instruments*, 76(2): 12.
- Dal Moro, G. et Zadro, M., 1998. Subsurface deformations induced by rainfall and atmospheric pressure: tilt/strain measurements in the NE-Italy seismic area. *Earth and Planetary Science Letters*, 164: 193-203.
- De Marsilly, G., 1984. Méthode et domaine d'application de la mécanique des fluides en milieux poreux et fissurés. *Annales des Mines*, 5-6: 5-10.
- Debeglia, N., Bitri, A. et Thierry, P., 2006. Karst investigations using microgravity and MASW; application to Orleans, France. *Near Surface Geophysics*, 4(4): 215-225.
- Debeglia, N. et Dupont, F., 2002. Some critical factors for engineering and environmental microgravity investigations. *Journal of Applied Geophysics*, 50(4): pp. 435-454.
- Denic-Jukic, V. et Jukic, D., 2003. Composite transfer functions for karst aquifers. *Journal of Hydrology*, 274(1-4): 80-94.
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Bakalowicz, M., Weng, P. et Al-Malki, A., 2003. Evaluation of aquifer thickness by analysing recession hydrographs. Application to the Oman ophiolite hard-rock aquifer. *Journal of Hydrology*, 274(1-4): 248-269.
- Dreybrodt, W., 1998. Limestone dissolution rates in karst environments. *Bulletin d'Hydrogéologie, Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel*, 16: 167-183.
- Drogue, C., 1974. Structure de certains aquifères karstiques d'après les résultats de travaux en forage. (Structure of certain karst aquifers from drilling data). *Comptes-Rendus - Académie des Sciences Paris*, 278: pp. 2621-2624.
- Dubois, P., 1985. Note karstologique sur les Grands Causses. *Bulletin de la Société Languedocienne de Géographie*, 19(3-4): 58.
- Durand, V., 1992. Structure d'un massif karstique. Relations entre déformations et facteurs hydrométéorologiques, Causse de l'Hortus - sites des sources du Lamalou (Hérault) Université Montpellier II.
- Dziewonski, A. et Anderson, D., 1981. Preliminary Reference Earth Model (Prem). *Eos Transactions*, 62(17): 332.
- Eiken, O., Stenvold, T., Zumberge, M.A., Alnes, H. et Sasagawa, G.S., 2008. Gravimetric monitoring of gas production from the Troll field. *Geophysics*, 73(6, doi:10.1190/1.2978166).
- Eisenlohr, L., Kiraly, L., Bouzelboudjen, M. et Rossier, Y., 1997. Numerical simulation as a tool for checking the interpretation of karst spring hydrographs. *Journal of Hydrology*, 193(1-4): 306-315.
- Ekman, M. et Mäkinen, J., 1996. Recent postglacial rebound, gravity change and mantle flow in Fennoscandia. *Geophysical Journal International*, 126: 229-234.
- Emblanch, C., 1997. Les équilibres chimiques et isotopiques du carbone dans les aquifères karstiques : étude en région méditerranéenne de montagne. PhD Thesis, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 198 pp.
- Emblanch, C., Zuppi, C., Mudry, J., Blavoux, B. et Batiot, C., 2003. Carbon 13 of TDIC to quantify the role of the unsaturated zone: the example of the Vaucluse karst systems (Southeastern France). *Journal of Hydrology*, 279(1-4): 262-274.
- Ergintav, S., Dogan, U., Gerstenecker, C., Cakmak, R., Belgen, A., Demirel, H., Aydin, C. et Reilinger, R., 2007. A snapshot (2003–2005) of the 3D postseismic deformation for the 1999, Mw = 7.4 Izmit earthquake in the Marmara Region, Turkey, by first results of joint gravity and GPS monitoring. *Journal of Geodynamics*, 44: 1:18 doi:10.1016/j.jog.2006.12.005.
- Evans, K. et Wyatt, F., 1984. Water table effects on the measurement of Earth Strain. *Tectonophysics*, 108(323-337).
- Fabian, M. et Kumpel, H.-J., 2003. Poroelasticity: observations of anomalous near surface tilt induced by ground water pumping. *Journal of Hydrology*, 281(3): 187-205, doi:10.1016/S0022-1694(03)00234-8
- Farr, T.G. et Kobrick, M., 2000. Shuttle Radar Topography Mission produces a wealth of data. *Amer. Geophys. Union Eos*, 81: 583-585.
- Farrell, W.E., 1972. Deformation of the Earth by surface loads. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 10(3): 761-797.

- Fernandez-Cortes, A., Calaforra, J.M., Sanchez-Martos, F. et Gisbert, J., 2007. Stalactite drip rate variations controlled by air pressure changes: an example of non-linear infiltration processes in the 'Cueva del Agua' (Spain). *Hydrological Processes*, 21(7): 920-930.
- Fleury, P., Bakalowicz, M. et Becker, M., 2007a. Characterising a karst system with a submarine spring: the example of La Mortola (Italy). *Comptes Rendus - Académie des Sciences. Geoscience*, 339(6): pp. 407-417, doi:10.1016/j.crte.2007.04.004
- Fleury, P., Plagnes, V. et Bakalowicz, M., 2007b. Modelling of the functioning of karst aquifers with a reservoir model: Application to Fontaine de Vaucluse (South of France). *Journal of Hydrology*, 345(1-2): 38-49.
- Florsch, N. et Llubes, M., 2002. Geodetic impact of aquifer on regional gravity survey. EGS General Assembly, EGS02-A-05536.
- Forkasiewicz, J. et Paloc, H., 1967. Le régime de tarissement de la Foux-de-la-Vis. Etude préliminaire. *Chronique d'Hydrogéologie*, BRGM, 3(10): 61-73.
- Francis, O., Van Camp, M., van Dam, T., Warnant, R., Hendrickx, M., 2004. Indication of the uplift of the Ardenne in long-term gravity variations in Membach, Belgium. *Geophysical Journal International*, 158(346-352).
- Furuya, M., Okubo, S., Sun, W., Tanaka, Y., Oikawa, J., Watanabe, H. et Maekawa, T., 2003. Spatiotemporal gravity changes at Miyakejima Volcano, Japan: Caldera collapse, explosive eruptions and magma movement. *Journal of Geophysical Research*, 108(B4): 2219, doi:10.1029/2002JB001989.
- Garry, B., 2007. Etude des processus d'écoulements de la zone non saturée pour la modélisation des aquifères karstiques. Expérimentation hydrodynamique et hydrochimique sur les sites du Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB) de Rustrel et de Fontaine de Vaucluse. PhD Thesis, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 218 pp.
- Gehman, C.L., Harry, D.L., Sanford, W.E., Stednick, J.D. et Beckman, N.A., 2009. Estimating specific yield and storage change in an unconfined aquifer using temporal gravity surveys. *Water Resources Research*, 45: 16.
- Genty, D. et Deflandre, G., 1998. Drip flow variations under a stalactite of the Pere Noel cave (Belgium). Evidence of seasonal variations and air pressure constraints. *Journal of Hydrology*, 211(1-4): 208-232.
- Geyer, T., Birk, S., Liedl, R. et Sauter, M., 2008. Quantification of temporal distribution of recharge in karst systems from spring hydrographs. *Journal of Hydrology*, 348(3-4): 452-463.
- Goodkind, J.M., 1999. The superconducting gravimeter. *Rev. Sci. Instrum.*, 70(11): 4131-4152.
- Hare, J., Ferguson, J.F. et Brady, J.L., 2008. The 4D microgravity method for waterflood surveillance: Part IV — Modeling and interpretation of early epoch 4D gravity surveys at Prudhoe Bay, Alaska. *Geophysics*, 73(6): WA173-WA180, doi:10.1190/1.2991120.
- Harnisch, G. et Harnisch, M., 2006. Hydrological influences in long gravimetric data series. *Journal of Geodynamics*, 41: 276-287.
- Harrison, J.C., 1976. Cavity and Topographic Effects in Tilt and Strain Measurement. *Journal of Geophysical Research*, 81(2): 319-328.
- Hassani, R., Jongmans, D. et Chery, J., 1997. Study of plate deformation and stress in subduction processes using two-dimensional numerical models. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 102(B8): 17951-17965.
- Hinderer, J., Andersen, O., Lemoine, F., Crossley, D. et Boy, J.P., 2006. Seasonal changes in the European gravity field from GRACE: a comparison with superconducting gravimeters and hydrology model predictions. *Journal of Geodynamics*, 41: 59-68.
- Hinderer, J. et Crossley, D., 2000. Time variations in gravity and inferences of the Earth's structure and dynamics. *Surv. Geophys.*, 21: 1-45.
- Hoffmann, J., Zebker, H.A., Galloway, D.L. et Amelung, F., 2001. Seasonal subsidence and rebound in Las Vegas Valley, Nevada, observed by synthetic aperture radar interferometry. *Water Resources Research*, 37: 1551-1566.
- Hussain, A., Walach, G. et Weber, F., 1981. Underground gravity survey in Alpine regions. *Geophysical Prospecting*, 29(3): pp. 407-425.
- Hwang, C., Wang, C.G. et Lee, L.-H., 2002. Adjustment of relative gravity measurements using weighted and datum-free constraints. *Computers & Geosciences*, 28(9): pp. 1005-1015.

- Imanishi, Y., Kokubo, K. et Tatehata, H., 2006. Effect of underground water on gravity observation at Matsushiro, Japan. *Journal of Geodynamics*, 41: 221-226.
- Jacob, T., Bayer, R., Chery, J., Jourde, H., Le Moigne, N., Boy, J.P., Hinderer, J., Luck, B. et Brunet, P., 2008. Absolute gravity monitoring of water storage variation in a karst aquifer on the Larzac plateau (Southern France). *Journal of Hydrology*, 359(1-2): 105-117, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.06.020.
- Jacob, T., Chery, J., Bayer, R., Le Moigne, N., Boy, J.P., Vernant, P. et Boudin, F., 2009. Time-lapse surface to depth gravity measurements on a karst system reveal the dominant role of the epikarst as a water storage entity. *Geophysical Journal International*, 177: 347-360 doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04118.x.
- Jakeman, A.J., Littlewood, I.G. et Whitehead, P.G., 1990. Computation of the Instantaneous Unit-Hydrograph and Identifiable Component Flows with Application to 2 Small Upland Catchments. *Journal of Hydrology*, 117(1-4): 275-300.
- Jeannin, P.Y., 2001. Modeling flow in phreatic and epiphreatic karst conduits in the Holloch cave (Muotatal, Switzerland). *Water Resources Research*, 37(2): 191-200.
- Johnston, M.J.S., Hill, D.P., Linde, A.T., Langbein, J. et Bilham, R., 1995. Transient Deformation During Triggered Seismicity from the 28 June 1992 M(W)=7.3 Landers Earthquake at Long-Valley Volcanic Caldera, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(3): 787-795.
- Jousset, P., Dwipa, S., Beauducel, F., Duquesnoy, T. et Diamant, M., 2000. Temporal gravity at Merapi during the 1993-1995 crisis; an insight into the dynamical behaviour of volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 100(1-4): pp. 289-320.
- Jousset, P., VanRuymbeke, M., Bonvalot, S. et Diamant, M., 1995. Performance of two Scintrex CG3M instruments at the fourth International Comparison of Absolute Gravimeters. *Metrologia*, 32(3): 231-244.
- Jukic, D. et Denic-Jukic, V., 2006. Nonlinear kernel functions for karst aquifers. *Journal of Hydrology*, 328(1-2): 360-374.
- Kasameyer, P. et Hearst, J., 1988. Borehole gravity measurements in the Salton Sea scientific drilling project. *Journal of Geophysical Research*, 93(B11): 13037-13045.
- Kaufmann, O. et Quinif, Y., 1999. Cover-collapse sinkholes in the "Tournaisis" area, southern Belgium. *Engineering Geology*, 52(1-2): 15-22.
- King, N.E., Argus, D., Langbein, J., Agnew, D.C., Bawden, G., Dollar, R.S., Liu, Z., Galloway, D.L., Reichard, E., Yong, A., Webb, F.H., Bock, Y., Stark, K. et Barseghian, D., 2007. Space geodetic observation of expansion of the San Gabriel Valley, California, aquifer system, during heavy rainfall in winter 2004–2005. *Journal of Geophysical Research*, 112: B03409.
- Kiraly, L., 1988. Large scale 3-D groundwater flow modelling in highly heterogeneous geologic medium, Groundwater flow and quality modelling. NATO ASI series, Vol. 224, pp. 761-775.
- Kiraly, L., 2003. Karstification and Groundwater Flow. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 1: 26.
- Klimchouk, A., 2004. Towards defining, delimiting and classifying epikarst: Its origin, processes and variants of geomorphic evolution. Proc. of the symposium held October 1 through 4, 2003 Sheperdstown, West Virginia, USA. Karst Water Institute special publication, Epikarst, 9(1): 23-25.
- Kovacs, A. et Perrochet, P., 2008. A quantitative approach to spring hydrograph decomposition. *Journal of Hydrology*, 352(1-2): 16-29.
- Kovacs, A., Perrochet, P., Kiraly, L. et Jeannin, P.Y., 2005. A quantitative method for the characterisation of karst aquifers based on spring hydrograph analysis. *Journal of Hydrology*, 303(1-4): 152-164.
- Kroner, C., 2001. Hydrological effects on gravity data of the geodynamic observatory Moxa. *Journal of the Geodetic Society of Japan*, 47(1): 353-358.
- Kroner, C. et Jahr, T., 2006. Hydrological experiments around the superconducting gravimeter at Moxa Observatory. *Journal of Geodynamics*, 41: 268-275.
- Kümpel, H.-J., Lehmann, K., Fabian, K. et Menten, G., 2001. Point stability at shallow depths: experience from tilt measurements in the Lower Rhine Embayment, Germany, and implications for high-resolution GPS and gravity recordings. *Geophys. J. Int.*, 146: 699-713.

- Labat, D., Ababou, R. et Mangin, A., 2000a. Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part I: convolution and spectral analyses. *Journal of Hydrology*, 238(3-4): 123-148.
- Labat, D., Ababou, R. et Mangin, A., 2000b. Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part II: continuous wavelet and discrete orthogonal multiresolution. *Journal of Hydrology*, 238(3-4): 149-178.
- LaFehr, T.R., 1983. Rock density from borehole gravity surveys. *Geophysics*, 48(3): 341-356.
- Lambert, A. et Beaumont, C., 1977. Nano variations in gravity due to seasonal groundwater movements; implications for the gravitational detection of tectonic movements. *Journal of Geophysical Research*, 82: 297-305.
- Lambert, A., Courtier, N. et James, T.S., 2006. Long-term monitoring by absolute gravimetry: Tides to postglacial rebound. *Journal of Geodynamics*, 41: 307-317.
- Lambert, A., Courtier, N. et Sasagawa, G.S., 2001. New constraints on Laurentide postglacial rebound from absolute gravity measurements. *Geophysical Research Letters*, 28: 2109-2112.
- Larson, K.M. et Van Dam, T., 2000. Measuring Postglacial Rebound with GPS and Absolute Gravity. *Geophysical Research Letters*, 27(23): 3925-3928.
- Lastennet, R., 1994. Role de la zone non saturée dans le fonctionnement des aquifères karstiques. Ph.D. Thesis, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, Avignon, 239 pp.
- Lastennet, R. et Mudry, J., 1997. Role of karstification and rainfall in the behavior of a heterogeneous karst system. *Environmental Geology*, 32(2): 114-123.
- Legchenko, A., Baltassat, J.M., Beauce, A. et Bernard, J., 2002. Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists. *Journal of Applied Geophysics*(50): pp. 21-46.
- Liard, J. et Gagnon, C., 2002. The new A-10 absolute gravimeter at the 2001 International comparison of absolute gravimeters. *Metrologia*, 39(5): 477-483.
- Llubes, M., Florsch, N., Boy, J.P., Arnalvict, M., Bonnefond, P., Bouin, M.N., Durand, S., Esnault, M.F., Exertier, P., Hinderer, J., Lalancette, M.F., Masson, F., Morel, L., Nicolas, J., Vergnolle, M. et Woppelmann, G., 2008. Multi-technique monitoring of ocean tide loading in northern France. *Comptes Rendus Geoscience*, 340(6): 379-389.
- Llubes, M., Florsch, N., Hinderer, J., Longuevergne, L. et Amalvict, M., 2004. Local hydrology, the Global Geodynamics Project and CHAMP/GRACE perspective: some case studies. *Journal of Geodynamics*, 38(3-5): 355-374.
- Longuevergne, L., 2008. Contribution a l'Hydrogéodésie. Ph.D. Thesis, Université Pierre et Marie Curie, 300 pp.
- Longuevergne, L., Florsch, N., Boudin, F., Oudin, L. et Camerlynck, C., 2009. Coupled mechanical and hydrological modeling of the deformation associated with natural fractures. *Geophysical Journal International*, in press.
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T. et Francis, O., 2006. Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics*, 56(5-6): 394-415.
- Maillet, E., 1905. *Essais d'hydraulique souterraine et fluviale*. Hermann, Paris, 218 pp.
- Mäkinen, J. et Tattari, S., 1988. Soil moisture and groundwater: two sources of gravity variations. *Bull. d'Inf. Marées Terr.*, 63: 103-110.
- Mangin, A., 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Ph.D Thesis, Université de Dijon, 124 pp.
- Marsaud, B., 1997. Structure et Fonctionnement de la zone noyée des Karsts à partir des résultats expérimentaux, Université Paris XI Orsay 324 pp. pp.
- Martel, E.A., 1936. *Les Causses Majeurs*. Artières et Maury, Millau, 510 pp.
- Martelet, G., Debeglia, N. et Truffert, C., 2002. Homogénéisation et validation des corrections de terrain gravimétriques jusqu'à la distance de 167 km sur l'ensemble de la France. *C. R. Geoscience*, 334(449-454).
- Matsumoto, M. et Nishimura, T., 1998. Mersenne Twister: A 623-Dimensionally Equidistributed Uniform Pseudorandom Number Generator. *ACM Transactions on Modeling and Computer Simulation*, 9(1): 3-30.
- Mazzotti, S., Lambert, A., Courtier, N., Nikolaishen, L. et Dragert, H., 2007. Crustal uplift and sea level rise in northern Cascadia from GPS, absolute gravity, and tide gauge data. *Geophysical Research Letters*, 34(L15306): doi:10.1029/2007GL030283.

- McCulloh, T.H., 1965. A confirmation by gravity measurements of an underground density profile on core densities. *Geophysics*, 30: 1108-1132.
- Merlet, S., Kopaev, A., Diamant, M., Geneves, G., Landragin, A. et Pereira Dos Santos, F., 2008. Micro-gravity investigations for the LNE watt balance project. *Metrologia*, 45: 265-274 doi: 10.1088/0026-1394/45/3/002.
- Michelson, A.A., 1914. Preliminary results of measurements of the rigidity of the earth. *Astrophysical Journal*, 39: 105-138.
- Microg, 2004. 'g' 4.00 absolute gravity data acquisition and processing. In: M.-g. Solutions (Editor). Micro-g Solutions, Lafayette, Colorado, USA.
- Milly, P.C.D. et Shmakin, A.B., 2002. Global modeling of land water and energy balances. Part I. The land dynamics (LaD) model. *Journal of Hydrometeorology*, 3: 283-299.
- Monteith, J.L., 1965. Evaporation and the environment, The state and movement of water in living organisms, XIXth symposium. Cambridge University Press, Swansea, 205-234 pp.
- Nash, J.E. et Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models, 1: A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(282-290).
- Naujoks, M., Weise, A., Kroner, C. et Jahr, T., 2008. Detection of small hydrological variations in gravity by repeated observations with relative gravimeters. *Journal of Geodesy*, 82(9): 543-553.
- Neumeyer, J., Barthelmes, F., Dierks, O., Flechtner, F., Harnisch, M., Harnisch, G., Hinderer, J., Imanishi, Y., Kroner, C., Meurers, B., Petrovic, S., Reigber, C., Schmidt, R., Schwintzer, P., Sun, H.-P. et Virtanen, H., 2006. Combination of temporal gravity variations resulting from superconducting gravimeter (SG) recordings, GRACE satellite observations and global hydrology models. *Journal of Geodesy*, 79: 573-585.
- Neumeyer, J., Hagedoorn, J., Leitloff, J. et Schmidt, T., 2004. Gravity reduction with three-dimensional atmospheric pressure data for precise ground gravity measurements. *Journal of Geodynamics*, 38: 437-450, doi:10.1016/j.jog.2004.07.006.
- Nicolas, J., Nocquet, J.M., Van Camp, M., Van Dam, T., Boy, J.P., Hinderer, J., Gegout, P., Calais, E. et Amalvict, M., 2006. Seasonal effect on vertical positioning by Satellite Laser Ranging and Global Positioning System and on absolute gravity at the OCA geodetic station, Grasse, France. *Geophysical Journal International*, 167: 1127-1137.
- Niebauer, T.M., 1989. The effective measurement height of free-fall absolute gravimeters. *Metrologia*, 26: 115-118.
- Niebauer, T.M., Sasagawa, G.S., Faller, J.E., Hilt, R. et Klotting, F., 1995. A new generation of absolute gravimeters. *Metrologia*, 32: 159-180.
- Nooner, S.L., Eiken, O., Hermanrud, C., Sasagawa, G.S., Stenvold, T. et Zumberge, M.A., 2007. Constraints on the in situ density of CO₂ within the Utsira formation from time-lapse seafloor gravity measurements *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 1(2): 198-214, doi:10.1016/S1750-5836(07)00018-7
- Nowel, D.A.G., 1999. Gravity terrain corrections; an overview. *Journal of Applied Geophysics*, 42(2): pp. 117-137.
- Okabe, 1979. Analytical expression for gravity anomalies due to homogeneous polyhedral bodies and translations into magnetic anomalies. *Geophysics*, 44(4): 730-741.
- Oudin, L., 2004. Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global. Ph.D. Thesis, ENGREF-CEMAGREF, 495 pp.
- Oudin, L., Andreassian, V., Perrin, C. et Anctil, F., 2004. Locating the sources of low-pass behavior within rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, 40(11): 14.
- Oudin, L., Michel, C. et Anctil, F., 2005. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Part 1 - Can rainfall-runoff models effectively handle detailed potential evapotranspiration inputs? *Journal of Hydrology*, 303(1-4): 275-289.
- Oudin, L., Perrin, C., Mathevet, T., Andreassian, V. et Michel, C., 2003. Impact of biased and randomly corrupted inputs on the efficiency and the parameters of watershed models, 3rd MOPEX Workshop. Elsevier Science Bv, Sapporo, JAPAN, pp. 62-83.
- Pagiatakis, S.D., 1990. The response of a realistic Earth to ocean tide loadings. *Geophysical Journal International*, 103: 541-560.

- Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London*, 193: 120–145.
- Perrin, C., Michel, C. et Andreassian, V., 2003a. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1-4): 275-289.
- Perrin, J., 2003. A conceptual model of flow and transport in a karst aquifer based on spatial and temporal variations of natural tracers. PhD Thesis, University of Neuchâtel, 227 pp.
- Perrin, J., Jeannin, P.-Y. et Zwahlen, F., 2003b. Epikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. *Journal of Hydrology*, 279: 106-124.
- Pike, J.G., 1964. The estimation of annual runoff from metrological data in tropical climate. *Journal of Hydrology*, 2: 116-123.
- Pinault, J.L., Plagnes, V., Aquilina, L. et Bakalowicz, M., 2001. Inverse modeling of the hydrological and the hydrochemical behavior of hydrosystems; characterization of karst system functioning. *Water Resources Research*, 37: 2191-2204.
- Plagnes, V., 1997. Structure et fonctionnement des aquifères karstiques. Caractérisation par la chimie des eaux. Ph.D. Thesis, University of Montpellier II, Document du BRGM n°294, 372 pp.
- Pool, D.R., 2008. The utility of gravity and water-level monitoring at alluvial aquifer wells in southern Arizona. *Geophysics*, 73(6): WA49-WA59.
- Pool, D.R. et Eychaner, J.H., 1995. Measurements of Aquifer-Storage Change and Specific Yield Using Gravity Surveys. *Ground Water*, 33(3): 425-432.
- Quinif, Y., 1999. Fantômisation, cryptoaltération et altération sur roche nue, le triptyque de la karstification. *Actes du colloque européen Karst-99*: 159-164.
- Rebscher, D., Westerhaus, M., Welle, W. et Nandaka, I., 2000. Monitoring ground deformation at the decade volcano Gunung Merapi, Indonesia. *Physics and Chemistry of the Earth Part a-Solid Earth and Geodesy*, 25(9-11): 755-757.
- Réménieras, G., 1986. L'hydrologie de l'ingénieur. EDF et Eyrolles ed, Paris, 456 p. pp.
- Rerolle, T., Florsch, N., Llubes, M., Boudin, F. et Longuevergne, L., 2006. L'inclinométrie, un nouvel outil pour le suivi temporel des aquifères ? *Comptes Rendus - Academie des sciences. Geoscience*, 338: 775-786.
- Ricard, J. et Bakalowicz, M., 1996. Connaissance, aménagement et protection des ressources en eau du Larzac septentrional, Aveyron (France). report R38953, BRGM, Orléans.
- Rodell, M., Chen, J.L., Kato, H., Famiglietti, J.S., Nigro, J. et Wilson, C.R., 2007. Estimating groundwater storage changes in the Mississippi River basin (USA) using GRACE. *Hydrogeology Journal*, 15(1): 159-166.
- Rodell, M., Houser, P.R., Jambor, U., Gottschalk, J., Mitchell, K., Meng, C.-J., Arsenault, K., Cosgrove, B., Radakovich, J., Bosilovich, M., Entin, J.K., Walker, J.P., Lohmann, D. et Toll, D., 2004. The Global Land Data Assimilation System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(3): 381-394, doi: 10.1175/BAMS-85-3-381.
- Rodhe, A. et Seibert, J., 1999. Wetland occurrence in relation to topography: a test of topographic indices as moisture indicators. *Agricultural and Forest Meteorology*, 98-9: 325-340.
- Salvayre, H., 1969. Contribution à l'étude hydrogéologique de la région méridionale des Grands Causses. Ph.D. Thesis, Université de Bordeaux, Bordeaux, 1434 pp.
- Sato, H., Takahashi, H., Yamamoto, E., Fukuo, N., Uehara, M. et Terasawa, 1980. Development of the crustal tilt observation method using borehole-type tiltmeters., *J. Seismol. Soc. Japan*, 29: 93-98.
- Scanlon, B.R., Mace, R.E., Barrett, M.E. et Smith, B., 2003. Can we simulate regional groundwater flow in a karst system using equivalent porous media models? Case study, Barton Springs Edwards aquifer, USA. *Journal of Hydrology*, 276(1-4): 137-158.
- Schmerge, D.L., 2003. The application of microgravimetry to aquifer-storage change monitoring. *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Seismologie*, 22: 161-165.
- Schwiderski, E.W., 1980. Ocean tides, II: A hydrodynamic interpolation model. *Marine Geodesy*, 3: pp. 219-255.
- Scintrex limited, 2006. CG5 Scintrex autograv system Operation Manual. Scintrex Limited, Concord, Ontario.

- Seo, K.-W., Wilson, C.R., Famiglietti, J.S., Chen, J.L. et Rodell, M., 2006. Terrestrial water mass load changes from Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE). *Water Resources Research*, 42: W05417, doi:10.1029/2005WR004255.
- Styles, R., McGrath, R., Thomas, E. et Cassidy, N.J., 2005. The use of microgravity for cavity characterization in karstic terrains. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 38: 155-169.
- Sugihara, M. et Ishido, T., 2008. Geothermal reservoir monitoring with a combination of absolute and relative gravimetry. *Geophysics*, 73(6): WA37-WA47, doi:10.1190/1.2991105.
- Syed, T.H., Famiglietti, J.S., Rodell, M., Chen, J. et Wilson, C.R., 2008. Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS. *Water Resources Research*, 44(2): 15.
- Takemoto, S., Fukuda, Y., Higashi, T., Abe, M., Ogasawara, S., Dwipa, S., Kusuma, D.S. et Andan, A., 2002. Effect of groundwater changes on SG observations in Kyoto and Bandung. *Bulletin d'Informations des Marées Terrestres*: 10839-10848.
- Tamura, Y., 1987. A harmonic development of the tide generating potential. *Bull. d'Inf. Marées Terr.*, 99.
- Tarboton, D.G., 1997. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 33(2): 309-319.
- Timmen, L., 2003. Precise definition of the effective height of free-fall absolute gravimeters. *Metrologia*, 40.
- Turc, L., 1954. Le bilan d'eau des sols: relation entre les précipitations, l'évapotranspiration et l'écoulement. *Annales Agronomiques, série A*: 491-595.
- Turc, L., 1961. Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle. *Annales Agronomiques*, 12(1): 13-49.
- Vaillant, H., 1986. An inherently linear electrostatic feedback method for gravity meters. *Journal of Geophysical Research*, 91: 10463-10469.
- Van Camp, M., Camelbeek, T. et Francis, O., 2002. Crustal motions across the Ardenne and the Roer Graben (North-western Europe) using absolute gravity measurements. *Metrologia*, 39: 503-508.
- Van Camp, M., Meus, P., Quinif, Y., Kaufman, O., Van Ruymbeke, M., Vandiepenbeeck, M. et Camelbeek, T., 2006a. Karst aquifer investigation using absolute gravity. *Eos Transactions*, 87(30): pp. 298.
- Van Camp, M., Vanclooster, M., Crommen, O., Petermans, T., Verbeeck, K., Meurers, B., van Dam, T. et Dassargues, A., 2006b. Hydrogeological investigations at the Membach station, Belgium, and application to correct long periodic gravity variations. *Journal of Geophysical Research*, 111: B10403.
- Van Camp, M., Williams, S.D.P. et Francis, O., 2005. Uncertainty of absolute gravity measurements. *Journal of Geophysical Research*, 110.
- van Dam, T., Wahr, J., Milly, P.C.D., Shmakin, A.B., Blewitt, G., Lavallée, D. et Larson, K.M., 2001. Crustal displacements due to continental water loading. *Geophysical Research Letters*, 28: 651-654.
- Vergari, A. et Quinif, Y., 1997. Les paléokarsts du Hainaut. *Geodynamica Acta*, 10(4): pp 175-187.
- Viterbo, P. et Beljaars, A.C.M., 1995. An improved land surface parameterization scheme in the ECMWF model and its validation. *J. Climate*, 8: 2716-2748.
- Vouillamoz, J.M., Legchenko, A., Albouy, Y., Bakalowicz, M., Baltassat, J.M. et Al-Fares, W., 2003. Localization of saturated karst aquifer with magnetic resonance sounding and resistivity imagery. *Ground Water*, 41(5): 578-586.
- Wahr, J., Swenson, S., Zlotnicki, V. et Velicogna, I., 2004. Time-variable gravity from GRACE: First results. *Geophysical Research Letters*, 31: L11501.
- Weise, A., Jentzsch, G., Kiviniemi, A. et Kaariainen, J., 1999. Comparison of long-period tilt measurements: results from the two clinometric stations Metsahovi and Lohja, Finland. *Journal of Geodynamics*, 27(2): 237-257.
- Wenzel, H.-G., 1996. The Nanogal software: earth tide data processing package ETERNA 3.30. *Bulletin d'Informations des Marées Terrestres*, 124: 9425-9439.

- Western, A.W., Grayson, R.B., Blöschl, G., Willgoose, G.R. et McMahon, T.A., 1999. Observed spatial organization of soil moisture and its relation to terrain indices. *Water Resources Research*, 35(3): 797-810.
- Williams, P.W., 1983. The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. *Journal of Hydrology*, 61: 45-67.
- Williams, P.W., 1985. Subcutaneous hydrology and the development of doline and cockpit karst. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 29: 463-482.
- Williams, P.W., 2008. The role of the epikarst in karst and cave hydrogeology: a review. *International Journal of Speleology*, 37(1): 1-10.
- Williams, S.D.P., Baker, T.F. et Jeffries, G., 2001. Absolute gravity measurements at UK tide gauges. *Geophysical Research Letters*, 28(12): 2317-2320.
- Yamauchi, T., 1987. Anomalous Strain Response to Rainfall in Relation to Earthquake Occurrence in the Tokai Area, Japan. *Journal of Physics of the Earth*, 35(1): 19-36.
- Zadro, M. et Braitenberg, C., 1999. Measurements and interpretations of tilt-strain gauges in seismically active areas. *Earth-Science Reviews*, 47(Earth-Science Reviews): 151-187.
- Zumberge, M.A., 1981. A portable apparatus for absolute measurements of the Earth's gravity. PhD Thesis, University of Colorado, Boulder, CO.

12. ANNEXES

1. Rapport : mesures gravimétriques sur le site ORE H+ de Ploemeur

**Thomas Jacob
Roger Bayer
Nicolas Le Moigne**

RAPPORT PRELIMINAIRE SUR LA CAMPAGNE DE MESURES GRAVIMETRIQUES EFFECTUEE A PLOEMEUR 3 AU 15 MAI 2006



Bernard Luck et le gravimètre absolu FG5 206

En collaboration avec
Marcia Maia, Frédérique Moreau, Jacques Hinderer, Bernard Luck, Marie-Françoise Lalancette,
Christian Batany, Olivier Bour, Philippe Davy, Jean-Pierre Caudal, Frédéric Boudin, Marie-France
Esnoult, Olivier Dauteuil, Martin

Sommaire

Introduction	3
I. Le protocole de mesure	4
A. Les instruments	4
B. La stratégie de mesure	4
II. Les enregistrements	6
A. Intercomparaison des gravimètres relatifs	6
1. Un séisme perturbateur	6
2. Étude du bruit	7
3. Étude des tilts	8
4. Dérives et résidus	8
B. Le week-end du 8 mai	11
1. Corrections et dérives	11
a. Effets gravifique des marées	11
b. Correction de l'effet de la pression atmosphérique	14
c. Dérives	15
2. Etude du Bruit	15
3. Les données absolues	17
4. Les données des gravimètres relatifs	18
a. CG5	18
b. CG3M 518	21
c. CG3M 379	23
d. CG3M 424	24
e. CG3M 323	25
C. Arrêt et reprise des pompes	25
1. Dérive et bruit	25
2. Les données absolues	27
3. Les données relatives	29
a. CG5	29
b. CG3M 518	33
c. CG3M 379	35
d. CG3M 424	36
Conclusion	38
Références	39

Introduction

Dans le cadre de l'ANR ECCO, le site municipal de pompage de la ville de Ploemeur, Morbihan, a été sélectionné afin d'y effectuer des mesures géodésiques. Ce site, un des 3 sites de l'ORE H+, bénéficie d'un suivi hydrologique complet. L'aquifère en question se situe en domaine cristallin fracturé et est exploité par la municipalité depuis 1991, avec un débit important de 3000 m³/j.

Des mesures GPS sur l'année ont montré que la déformation verticale du sol est corrélée avec le niveau piézométrique de la nappe (Moreau et al, 2006). Le coefficient d'emmagasinement ainsi calculé est de l'ordre de 3.10^{-3} , ce qui est en accord avec les coefficients issu d'essais de pompage (Le Borgne et al., 2004).

Du point de vue hydrologique, ce site peut être décrit comme une superposition d'une nappe libre et d'une ou plusieurs nappes captives, avec des zones fortement transmissives vers des profondeurs de -50 à -70 m, correspondant au contact schiste granit (Le Borgne et al., 2004). De plus, les forages les plus productifs sont situés sur une zone de faille normale régionale, d'azimut N20, et de fort pendage (Touchard, 1999).

Ce site présente un intérêt particulier car des expériences de pompage de très grandes amplitudes peuvent y être effectuées. Les niveaux piézométriques lors de telles manipulations peuvent varier de 5 à 10 m, et l'on s'attend à observer une déformation verticale du sol.

L'hétérogénéité du milieu fracturé est telle que des paramètres hydrologiques comme la porosité sont difficilement accessibles de manière globale par les méthodes classiques de l'hydrologie. Un suivi gravimétrique fin lors de variations des niveaux piézométriques peut en théorie permettre de quantifier la porosité du milieu.

C'est précisément dans cette optique que les deux gravimètres absolus FG5 français, couplés avec cinq gravimètres relatifs, ont mesuré à Ploemeur en mai 2006.

Les pompes du site ont été coupées durant 1 jour et demi entre le 10 et le 12 mai 2006. D'autres mesures géodésiques ont été effectués par les méthodes suivantes : GPS, inclinométrie longue base, inclinométrie Blum, nivellement.

Nous traiterons dans ce rapport uniquement des mesures gravimétriques.

Ces données seront nécessairement comparées et analysées dans un second temps avec les mesures des autres instruments géodésiques et hydrologiques, afin d'intégrer la déformation horizontale et la variation du niveau d'eau dans un schéma d'interprétation à l'échelle du site.

I. Le protocole de mesure

A. Les instruments

Au total, cinq gravimètres relatifs dont quatre CG3M et un CG5 Scintrex, ainsi que deux gravimètres absolus FG5 de MicroG-Lacoste ont servi à mesurer la pesanteur (voir Tableau 1).

Instrument	dates d'opération	responsables	Affectation de l'instrument
CG5 65	03/05-15/05	Marcia Maia	IUEM
CG3M 424	03/05-15/05	Roger Bayer	INSU
CG3M 379	03/05-15/05	Jacques Hinderer	EOST
CG3M 323	03/05-15/05	Frédérique Moreau	INSU
CG3M 518	03/05-15/05	M.F Lalancette	SHOM
FG5 228	03/05-15/05	Nicolas Le Moigne	UMII
FG5 206	09/05-15/05	Bernard Luck	EOST

Tableau 1 : les différents instruments utilisés

B. La stratégie de mesure

Les gravimètres relatifs ont été intercomparés pendant la nuit du 03-04 mai dans le hangar de la pompe principale Pe. Les gravimètres Scintrex ont été mis côte à côte et ont commencé par être calibrés pour la correction de tilt avant d'être lancés.

Les gravimètres ont ensuite mis à enregistrer dans les conditions de l'expérience du 05 au 09 mai - voir tableau et figure suivante pour la disposition des instruments. On appellera par la suite cette session la session du week-end du 8 mai.

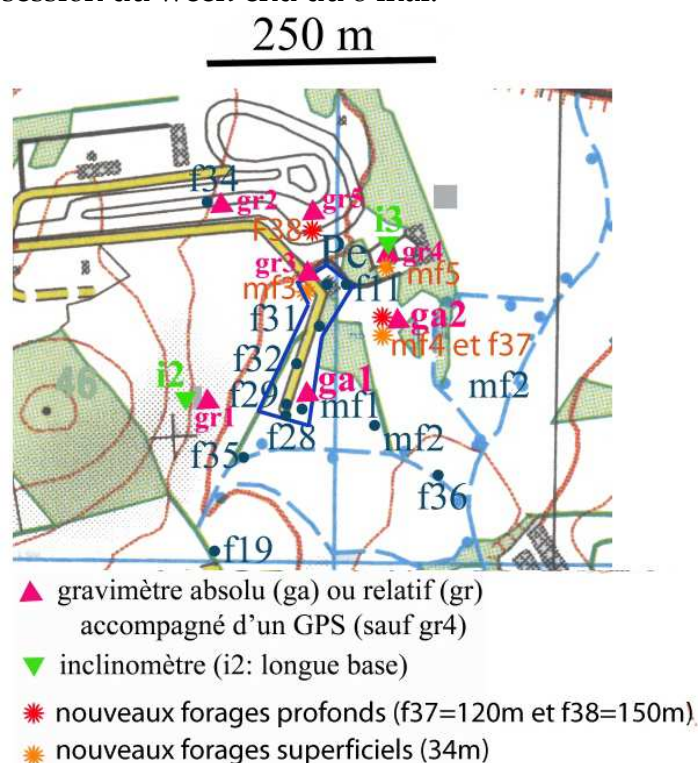
site	gravimètre	lieu de mesure
gr1	CG3M 518	tunnel bunker
gr2	CG3M 323	caisson
gr3	CG5 65	caisson/hangar
gr4	CG3M 379	cabane en tôle
gr5	CG3M 424	caisson
ga1	FG5 228	cabane en bois
ga2	FG5 206	cabane en bois

Tableau 2 et figure 1: disposition des instruments (modifié d'après O.Bour, com.pers)

Pe : pompe principale

fxx et mfx: forages

Les pompes secondaires sont situées aux forages f29 et f 31.



Tout instrument mesure sur une dalle en béton, et est isolé de l'extérieur par un caisson (photo 1) ou une cabane en tôle (photo 2).

La session suivante s'est déroulée du 9 au 14 mai, avec la totalité des instruments. Les trois pompes ont été arrêtées le 10 mai à 19:00 TU de manière simultanée, et leur reprise s'est effectuée le 12 mai entre 10:00 et 14:00 TU (ordre à vérifier). On notera que le CG5 a été mis dans le hangar de la pompe PE pour des problèmes d'ordre thermique lors de cet enregistrement.



Photo 1 : Marcia Maia et son CG5 au site Gr3



Photo 2 : site Ga1 du gravimètre absolu 228, en arrière plan : pilier GPS, premier plan : cabane en tôle



Photo 3 : site Gr1 dans un tunnel allemand, avec le CG3M 518 du SHOM



Photo 4 : Site Gr5, CG3M 424
Noter la laine de verre pour l'isolation thermique

Tout site de mesure absolue et relative de la pesanteur est associé à un site GPS et à un forage, à l'exception du site dans le tunnel bunker.

Le protocole d'enregistrement des Scintrex est résumé dans le tableau ci-contre.

Le FG5 228 de Montpellier a mesuré à raison de 100 drops par set et un set toute les heures pendant le week-end du 8 mai. Pendant l'essai de pompage, les gravimètres absolus ont mesuré 80 drops/set, et 3 sets/heure. Ceci se justifie par la faible constante de temps de la remontée des niveaux piézométriques : plusieurs mètres par heure consécutivement à l'arrêt des pompes.

mode	cycle
read time	45
cycle time	60
cont. Tilt corrections	enabled
Tide Corrections	enabled
drift corrections	disabled
Seismic filter	disabled

II. Les enregistrements

Les deux premiers enregistrements, l'intercomparaison et le week-end du 8 mai, ont servi à tester les instruments et les sites de mesures, avant l'arrêt des pompes.

A. Intercomparaison des gravimètres relatifs

Les gravimètres ont été placés côte à côte et réglés selon le protocole du tableau 3, l'enregistrement est synchronisé à quelques secondes près et se fait de 14:58 UTC le 3 mai à 7:14 UTC le 4 mai.

1. Un séisme perturbateur...

Un séisme de magnitude 7.9 dans la région des Tonga le 3 mai 2006 à 15:26:39 UTC est ressenti vers 16:40 UTC à Ploemeur. L'erreur franchit alors les 300 μ gal sur le CG5, (voir figure 2).

Les ondes de surface n'ont plus d'effet vers 10h00 UTC le 3 mai ; c'est ainsi que les enregistrements entre appareils ne sont comparés qu'à partir de cette heure, soit au jour julien décimal 123.9.

La période d'intercomparaison est donc d'un peu moins de 10 h, ce qui est court.

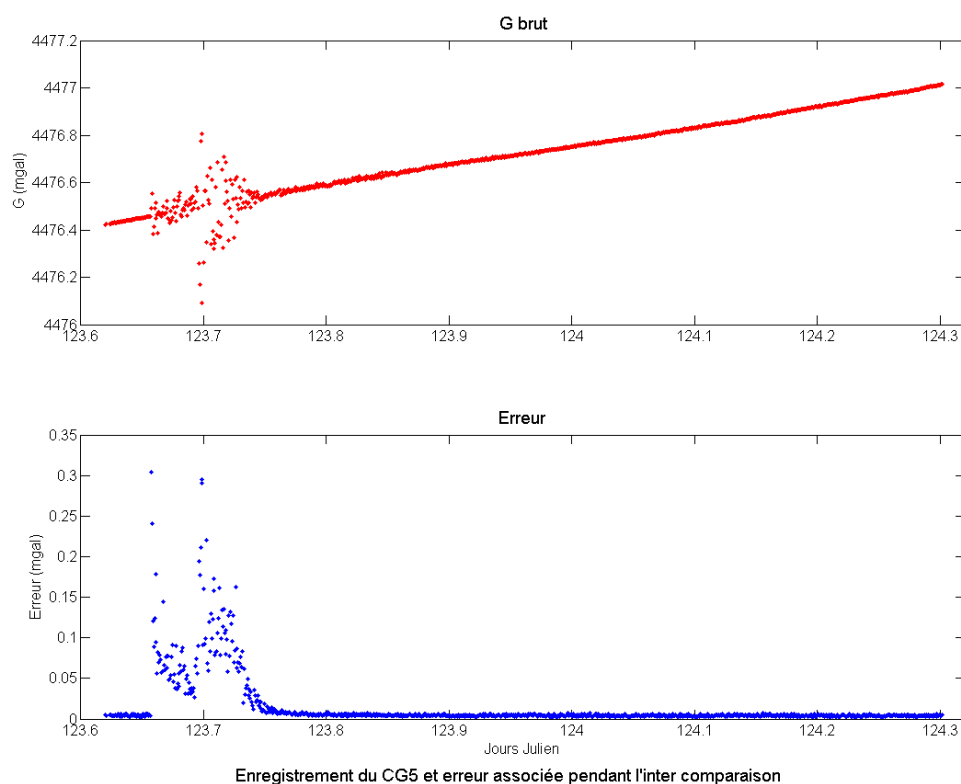


Figure 2: Effet du séisme des Tonga sur le CG5

2. Étude du bruit

Une étude de bruit consécutive à un télé-séisme important n'est pas idéale, cela permet néanmoins de chiffrer l'erreur pour chaque instrument sur le site de pompage principal.

En sortie, les gravimètres Scintrex donnent l'écart type de la valeur moyennée sur N valeurs, N correspondant au 'read time', à raison d'une valeur par seconde. Une valeur dont l'erreur est supérieure à quatre fois l'écart type est rejetée du calcul de la moyenne. En supposant que le bruit est distribué de façon normale, l'erreur est ainsi définie par : $ERR = SD / (N_{read} - N_{rej})^{0.5}$ avec N_{read} =read time, N_{rej} nombre de valeurs rejetées. Les données statistiques sur l'erreur pour chaque instrument sont résumées dans le tableau suivant :

Instrument	Erreur (μ gal)		
	moyenne	écart type	range
CG5 65	4.16	0.95	4.92
CG3M 424	8.16	1.20	9
CG3M 379	na	na	na
CG3M 323	7.24	1.17	6.91
CG3M 518	6.90	1.08	6.26

Tableau 4 : données statistiques sur l'erreur pour chaque instrument

Suite à une erreur de manipulation, le CG3M 379 n'a pas enregistré pendant la nuit.

Le CG5 plus récent a un bruit plus faible, le CG3M 424 est deux fois plus bruité que celui-ci. Notons les bonnes performances du CG3M 518.

3. Étude des tilts

Ici sont comparés les tilts des instruments.

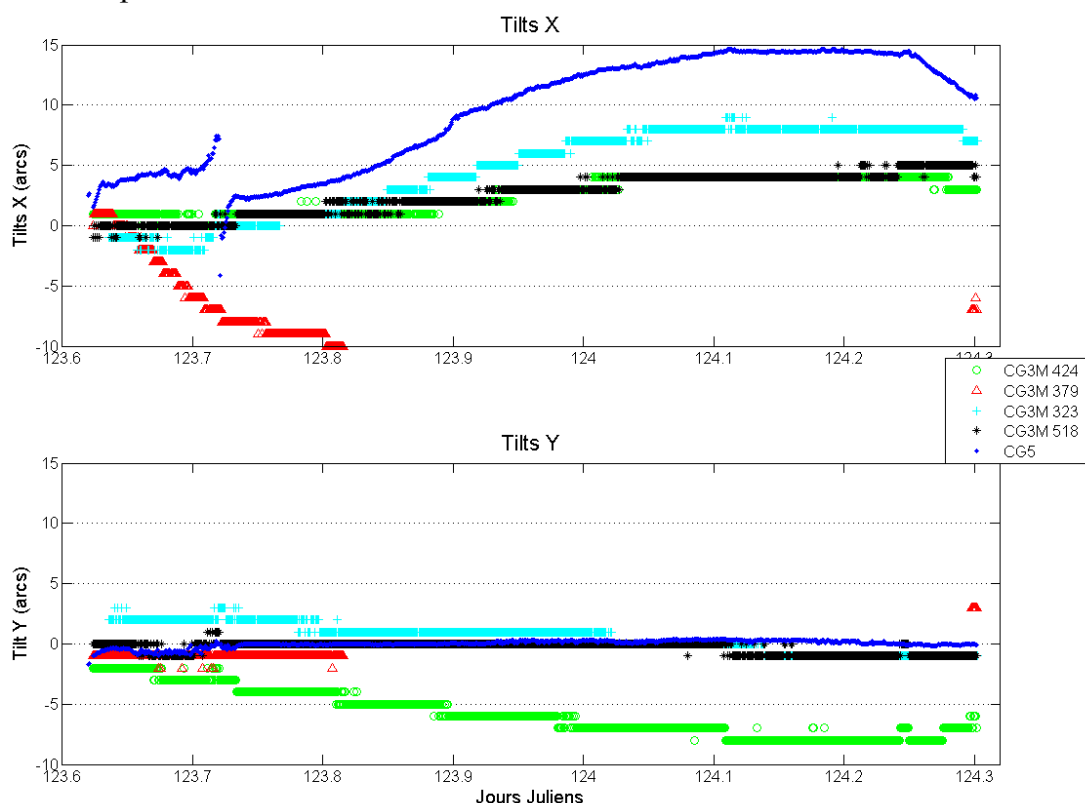


Figure 3 : Tilts des instruments

Les tilts selon l'axe X des instruments dérivent dans le même sens, sauf celui du CG3M 379. Les CG3M 518 et 424 ont rigoureusement les mêmes valeurs, alors que le 323 et le CG5 présentent une amplitude supérieure, jusqu'à 15 arcs pour ce dernier. Les tilts selon l'axe Y restent stables, à l'exception du CG3M 424 qui dérive vers -8 arcs. On note que le CG5 a une résolution en tilt de 0.1 arcs, alors que les CG3M n'ont qu'une résolution de 1 arcs. De plus, le saut en tilt X du CG5 à la date 123.72 est corrélé avec l'évènement sismique. Est-ce un problème de capteur, ou le pied de l'instrument a-t-il bougé ?

Pour expliquer les différences de signal en tilt entre les instruments, on peut invoquer :

- une mauvaise calibration des tilts
- une déformation différentielle du sol du hangar (peu probable)
- un problème des pieds des instruments

4. Dérives et résidus

La pesanteur à la surface de la terre n'est pas stationnaire, plusieurs termes contribuent à faire évoluer la valeur de g . Pour une étude fine de la variation de g due à des phénomènes hydrologiques (et tectoniques), il faut corriger le signal gravifique des contributions suivantes :

- marées terrestres, les Scintrex corrigent ce terme selon les équations de Longman (1959)
- surcharges océaniques
- pression atmosphérique
- dérive du pôle

La valeur brute issue des Scintrex (corrigée des effets de marées terrestres) présente une dérive issue en partie de la relaxation du ressort interne. Ci-dessous les valeurs de dérive linéaire et les coefficients de corrélation calculés :

Instrument	dérive linéaire (mgal/j)	Corrélation
CG5 65	0.8412	0.998
CG3M 424	0.5589	0.9844
CG3M 379	-0.6808	0.6864
CG3M 323	0.5131	0.9108
CG3M 518	0.4384	0.9906

Tableau 5 : dérive et corrélation des différents instruments

Le CG3M 379 dérive de façon négative, la mauvaise corrélation résulte de la prise en compte de l'évènement sismique.

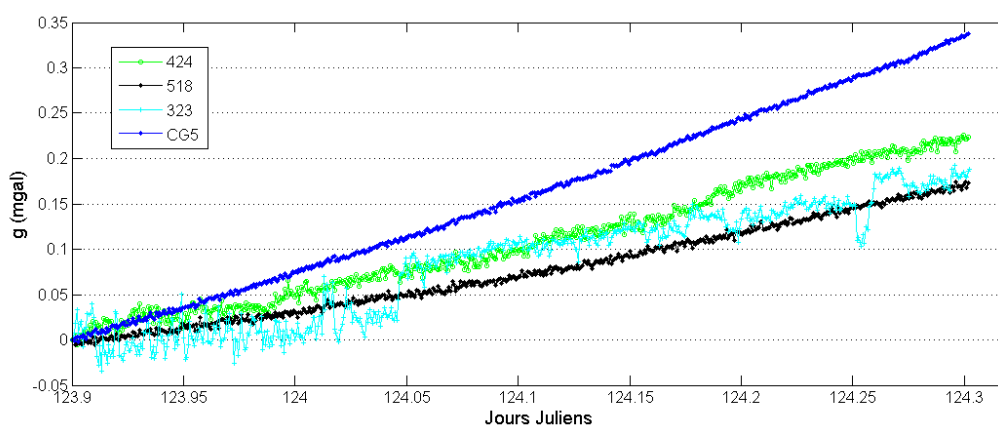


Figure 4 : enregistrements des différents gravimètres relatifs, non corrigés de la dérive

La figure 4 illustre les différentes dérives des instruments.

Pour des enregistrements d'une durée aussi courte, on peut considérer que la dérive est linéaire. La correction de la dérive met en évidence les effets de surcharge océanique, des effets de pression atmosphérique et d'éventuels effets résiduels de la marées terrestres. La figure 5 montre la composante principale de la surcharge océanique dans les résidus des CG5 et CG3M 518 ; on observe ici l'effet gravifique de

l'onde semi-diurne M2. Notons que le signal enregistré par ces deux instruments est de même amplitude, ce qui témoigne de leur bonne calibration.

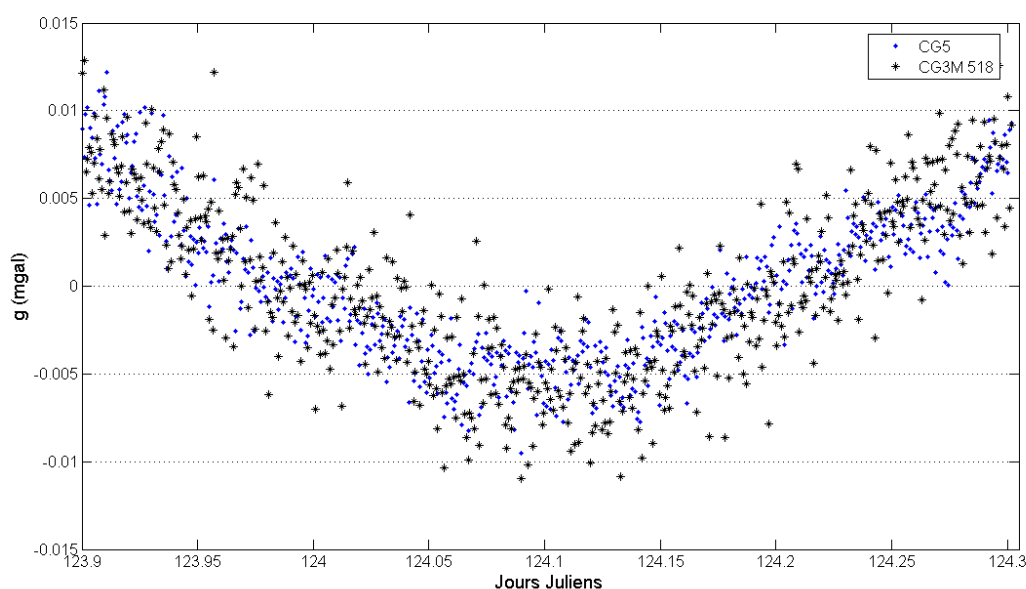


Figure 5 : comparaison des enregistrements corrigés d'une dérive linéaire du CG5 et du CG3M 518

Tous les instruments ne semblent pas donner un signal aussi propre : le CG3M 424 est perturbé par les sauts de température dans son enceinte thermostatée :

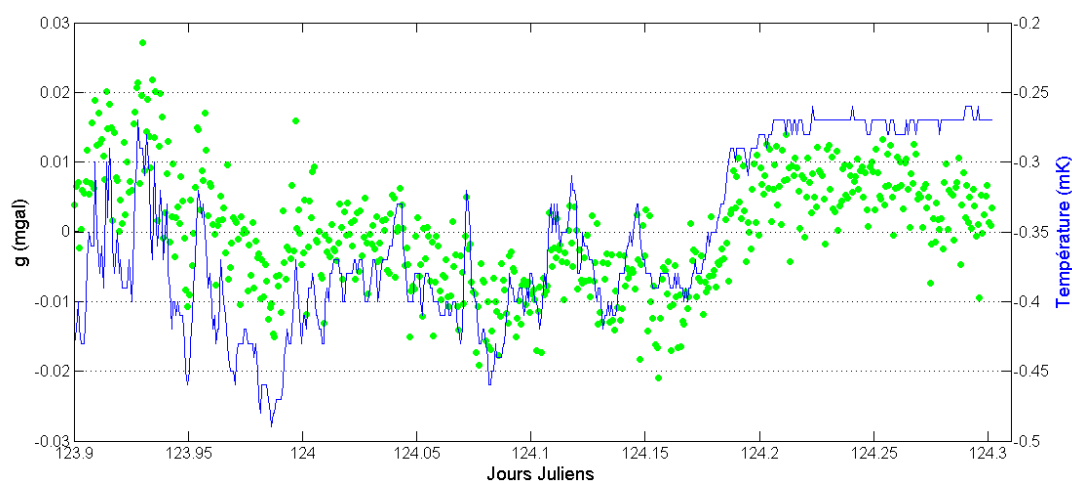


Figure 6 : g corrigé d'une dérive linéaire et température du CG3M 424

Les sauts de température sont à hautes fréquences, d'amplitude de l'ordre du dixième de mK, et la réponse en gravité semble être corrélée dans le temps. On met ainsi en évidence un problème instrumental au niveau de la température dans l'enceinte thermostatée.

Le CG3M 323 présente lui des sauts dans le signal de gravité qui ne sont corrélés à aucun autre enregistrement. Ces sauts sont de l'ordre de 40 μ gal.

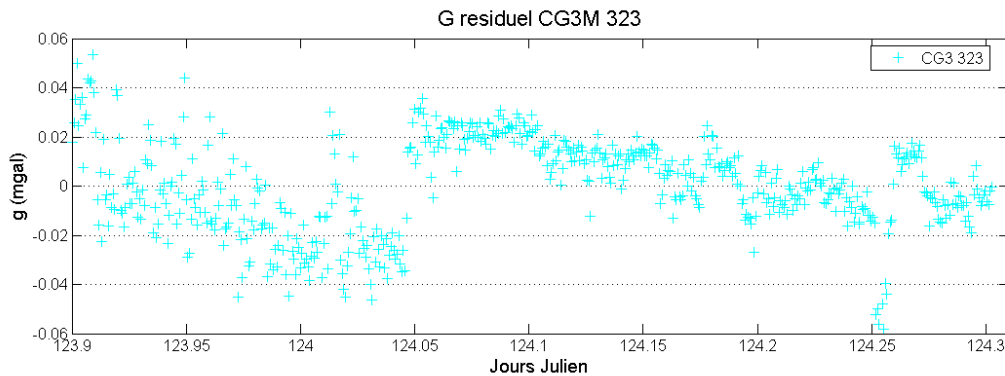


Figure 7 : enregistrement du CG3M 323 corrigé d'une dérive linéaire

Cette courte intercomparaison des gravimètres relatifs donne une idée de la précision des instruments et de leurs défauts. Les instruments ont par la suite été placés en condition de mesure dans les caissons (voir Photos 1, 3 et 4).

B. Le week-end du 8 mai

Le gravimètre absolu FG5 228 et les cinq gravimètres relatifs Scintrex mesurent pendant cette période. Les emplacements des instruments sont résumés à la figure 1 et dans le tableau 2.

1. Corrections et dérives

a. Effets gravifique des marées

L'effet de marée terrestre sur la gravité est évalué selon les algorithmes de Longman (1959) sur les gravimètres relatifs Scintrex. Le logiciel g5 (Micro-g solutions) de traitement et d'acquisition des données des gravimètres absolu utilise quant à lui les algorithmes développés par Dehant et al (1999). La différence entre ces deux algorithmes est représentée sur la figure ci-dessous pour le week-end du 8 mai:

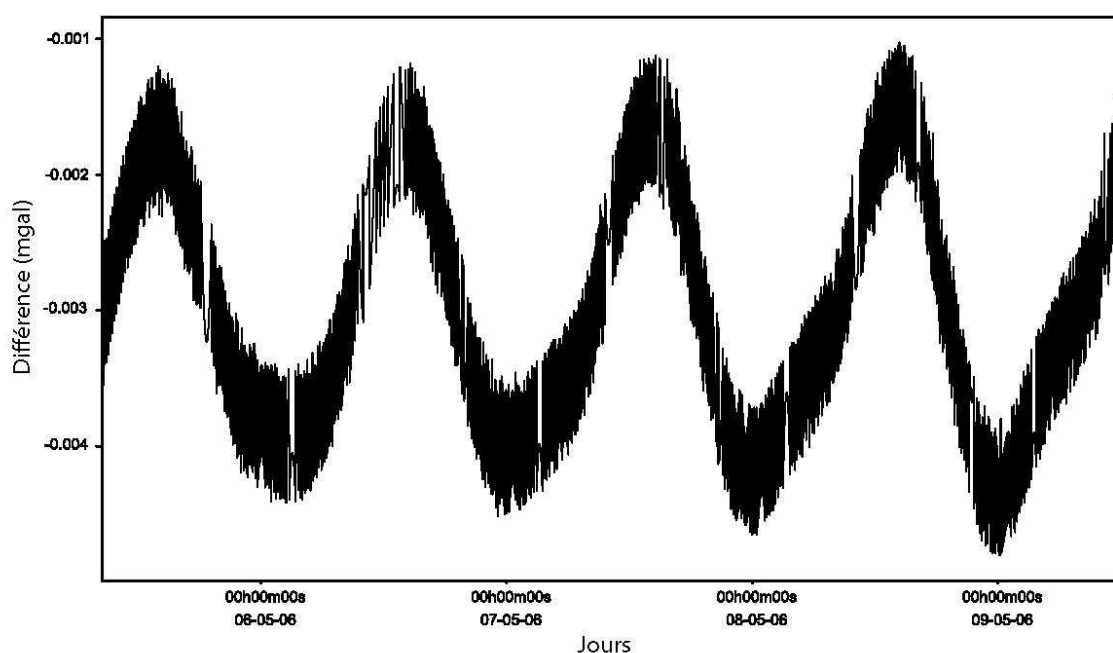


Figure 8. : Différence entre l'effet gravifique de la marée terrestre selon Longman (1959) et Dehant et al (1999), pendant la période d'enregistrement

En valeur absolue, la correction de Dehant et al. est supérieure à celle de Longman de $3\mu\text{gals}$, et cette différence oscille de manière périodique avec une amplitude de $1.5\mu\text{gal}$, sur la période considérée. Le signal gravimétrique des gravimètres relatifs sera systématiquement corrigé de l'effet de marée terrestre avec les algorithmes de Dehant et al (1999).

Le site de Ploemeur étant proche des côtes atlantiques, l'effet de surcharge océanique y est fort. Cet effet peut être calculé par des modèles, le plus représentatif sur le site est FES2004.

Les groupes d'ondes de fréquence donnée sont caractérisés par leur amplitude et leur phase.

Ondes	M2	S2	K1	O1	N2	P1	K2	Q1	Mf	Mm	Ssa
Amplitude (μgal)	9.790	3.230	0.740	0.510	2.040	0.240	0.790	0.180	0.120	0.080	0.08
Phase (deg)	-69.1	-35.1	-78.7	165.5	-89.7	-80.0	-41.5	114.5	19.0	16.4	2.9

Tableau 6 : Amplitudes gravifiques et phases des ondes principales de marée sur le site de Ploemeur, modèle FES2004

Les ondes semi diurnes M2, S2 et N2 dominent le signal de surcharge océanique. Ce modèle ne rend pas complètement compte de l'amplitude observée, et nous avons trouvé que selon le programme de calcul de surcharge utilisé, les réponses ne sont pas les mêmes, en amplitudes comme en phase. Les programmes en question sont : Tsoft (Van Camp et al., 2005), g5 (Micro-g solutions) et Hartid (Agnew et al, 1996). Les figures 9 et 10 illustrent cela, avec des différences entre logiciels pouvant atteindre $3\mu\text{gals}$.

Le choix du logiciel est donc important compte tenu de l'éventuel résidu lié à une erreur de charge océanique. Il y a lieu de choisir la réponse théorique qui sera la plus proche de l'effet de surcharge observée, ou de raisonner en différentiel.

Un enregistrement sur le long terme est en cours sur le site de Ploemeur avec le CG5 de Marcia Maia, à l'issue duquel les paramètres de marée vont être déterminés de manière précise.

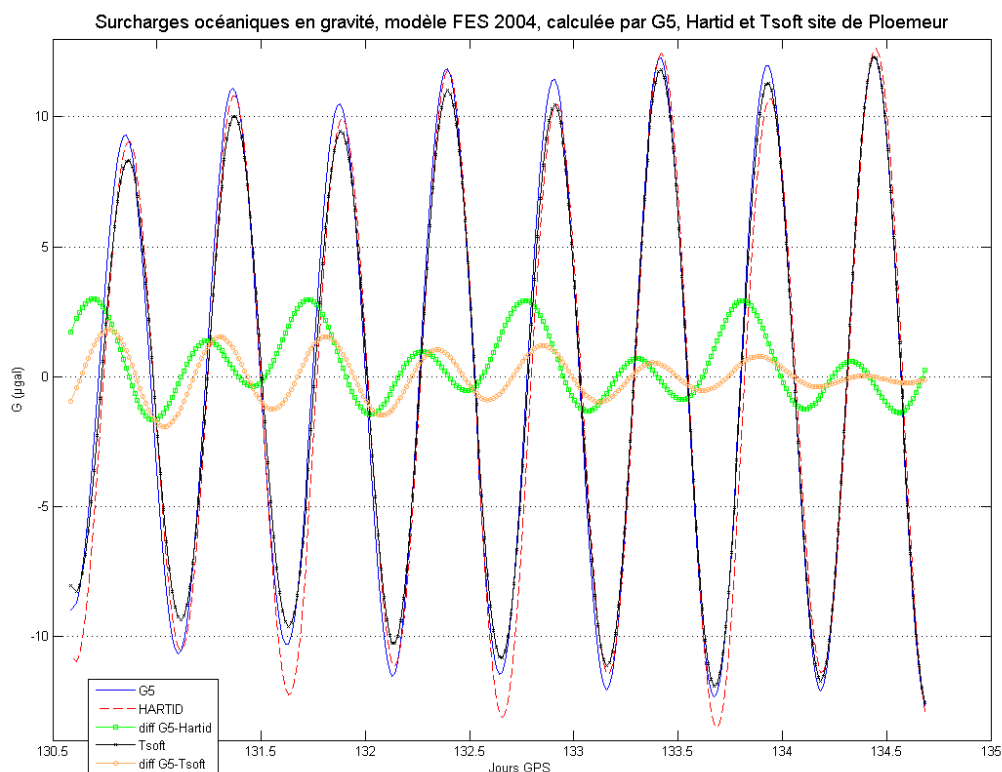


Figure 9 : Surcharges océaniques selon FES2004, calculé par différents programmes

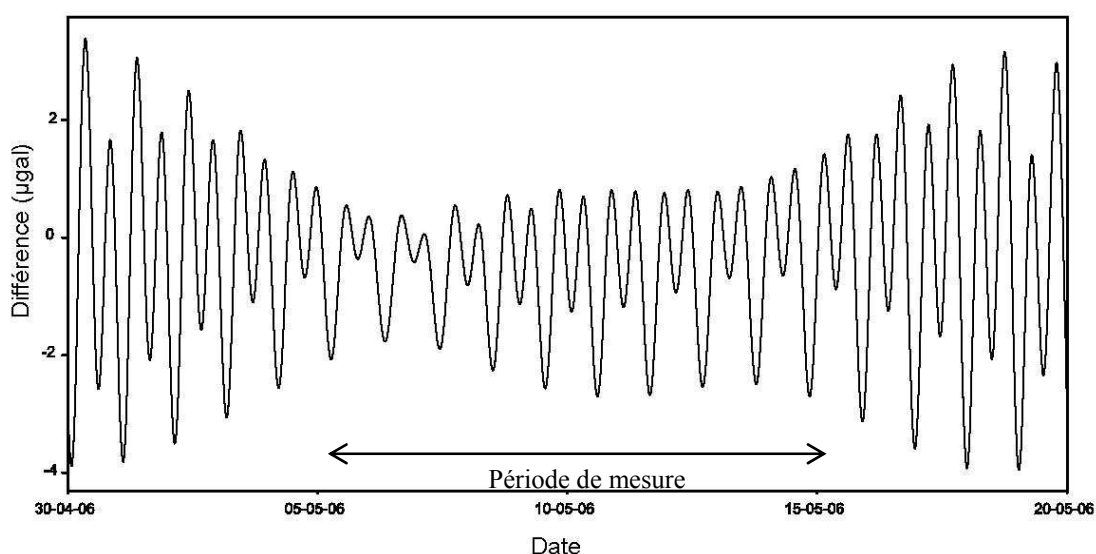


Figure 10 : différence entre l'effet gravifique de surcharge océanique calculé par les logiciels Tsoft et Hartid, modèle FES 2004

On a calculé la moyenne quadratique des résidus entre les mesures absolues et l'effet de surcharge selon différents logiciels :

RMS (μgal)	g5 FES2004	Hartid FES2004	Tsoft FES2004
FG5 228 we 8mai	2.42	2.07	2.02
FG5 228 pompage	1.61	1.86	1.53
FG5 206 pompage	1.37	1.56	1.35

Tableau 7 : moyennes quadratiques des résidus (RMS) des mesures absolues avec les différents logiciels prédiction de surcharge océanique avec FES2004

Il apparaît que les logiciels Tsoft et G5 rendent le mieux compte de l'effet de surcharge océanique, par rapport à Hartid.

b. Correction de l'effet de la pression atmosphérique

La pression atmosphérique peut être envisagée de manière simpliste en terme de masse 'd'atmosphère' au dessus du gravimètre. Une forte pression induit ainsi une attraction gravifique négative en surface, auquel s'ajoute l'effet antagoniste de déformation. Le facteur d'admittance barométrique pris est de $0.3 \mu\text{gal}/\text{mbar}$, facteur qui s'applique à la différence entre la pression mesurée et la pression nominale théorique pour le site. Les données absolues et relatives sont systématiquement corrigées de cet effet avec l'enregistrement barométrique du FG5 228.

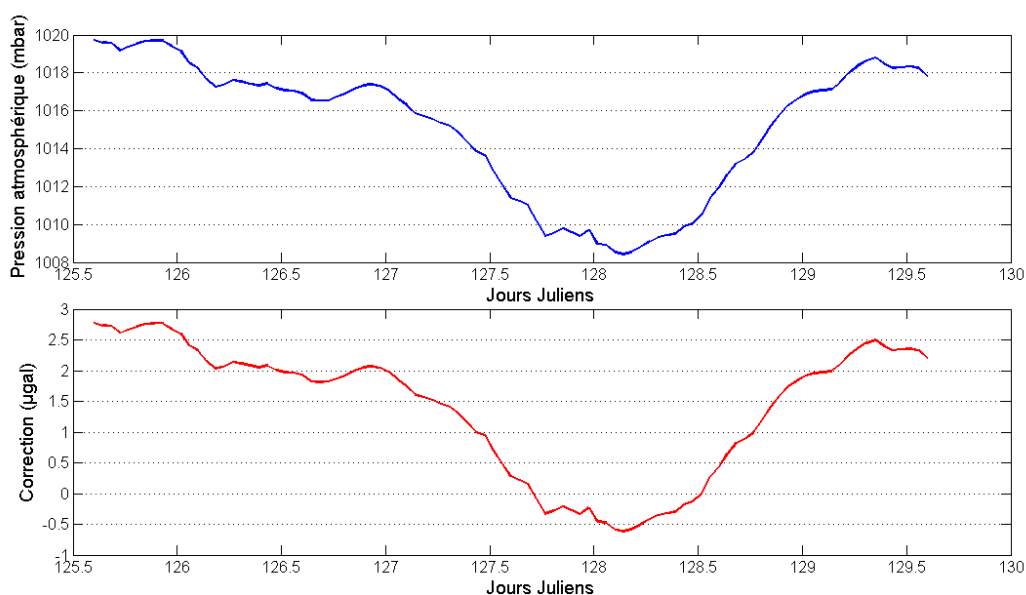


Figure 11 : Pression atmosphérique et correction associée

c. Dérives

La dérive des gravimètres relatifs Scintrex sur les quatre jours d'enregistrement peut être approximée par une droite ou une parabole. Une dérive quadratique rend mieux compte de la dérive instrumentale qu'une dérive linéaire pour tous les gravimètres : les coefficients de corrélation sont en effet systématiquement supérieurs pour une dérive quadratique que pour une dérive linéaire (voir Tableau 8).

Ceci est aussi illustré à la figure 12, où le résidu d'une dérive linéaire présente une forme parabolique.

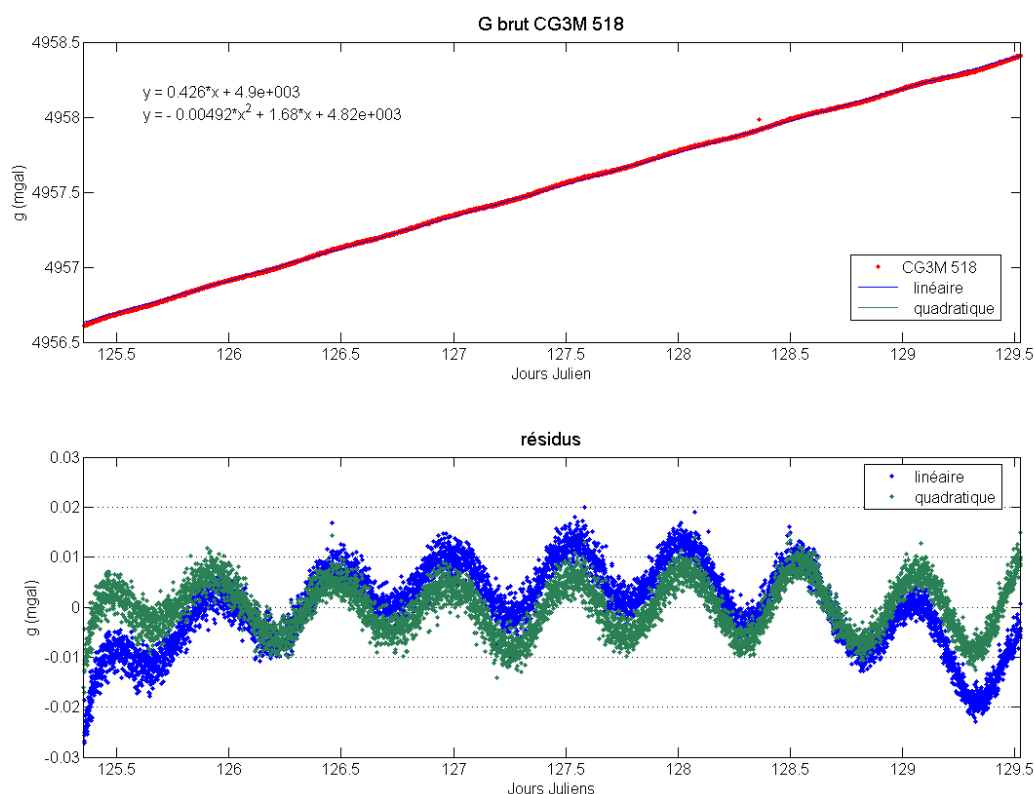


Figure 12 : Correction d'une dérive linéaire et quadratique à l'enregistrement du CG3M 518

Instrument	CG5 65	CG3M 424	CG3M 379	CG3M 323	CG3M 518
Linéaire					
Corrélation	0.9999372	0.9996567	0.9981882	0.9940801	0.9998718
M0 (mgal)	4372.9	7307.6	5466.4	5072.3	4903.2
M1 (mgal/j)	0.83793	0.50787	-0.26544	0.41622	0.42616
Quadratique					
Corrélation	0.9999698	0.9997321	0.9996604	0.9943921	0.9999491
M0 (mgal)	4267.4	7405.1	5688.9	5235	4823.3
M1 (mgal/j)	2.4953	-1.0231	-3.7589	-2.1365	1.6803
M2 (mgal/j ²)	0.0065053	0.0060078	0.013709	0.010016	-0.0049206

Tableau 8 : coefficients de la dérive linéaire et quadratique des gravimètres Scintrex

2. Etude du Bruit

Le bruit enregistré par chaque gravimètre relatif est corrélé, comme le montre la figure 13. L'évolution du niveau de bruit est en effet la même sur chaque site, avec un maximum observé vers le jour 127.5. Ceci peut être mis en relation avec les conditions météorologiques : le vent et la houle peuvent induire des vibrations dans le sol. De plus, sur une période plus courte, la sismicité affecte l'erreur de tout instrument.

L'erreur du CG3M 323 double vers la date 127.3, période présentant le maximum de bruit sur tous les instruments. On peut expliquer cela de deux façons : le site de mesure du CG3M 323 est plus exposé aux intempéries et/ou l'instrument présente une sensibilité accrue/défectueuse.

D'une manière générale, la moyenne des erreurs observée sur chaque instrument suit le schéma déjà observé pendant l'intercomparaison : le CG5 démontre sa supériorité technologique, les CG3M sont en moyenne deux fois plus bruités (voir Tableau 9).

Le CG3M 518 est encore une fois le CG3M le moins bruité ; ceci est à mettre en relation avec la qualité de l'instrument mais aussi avec la qualité du site de mesure qu'est le tunnel bunker (voir photo 3).

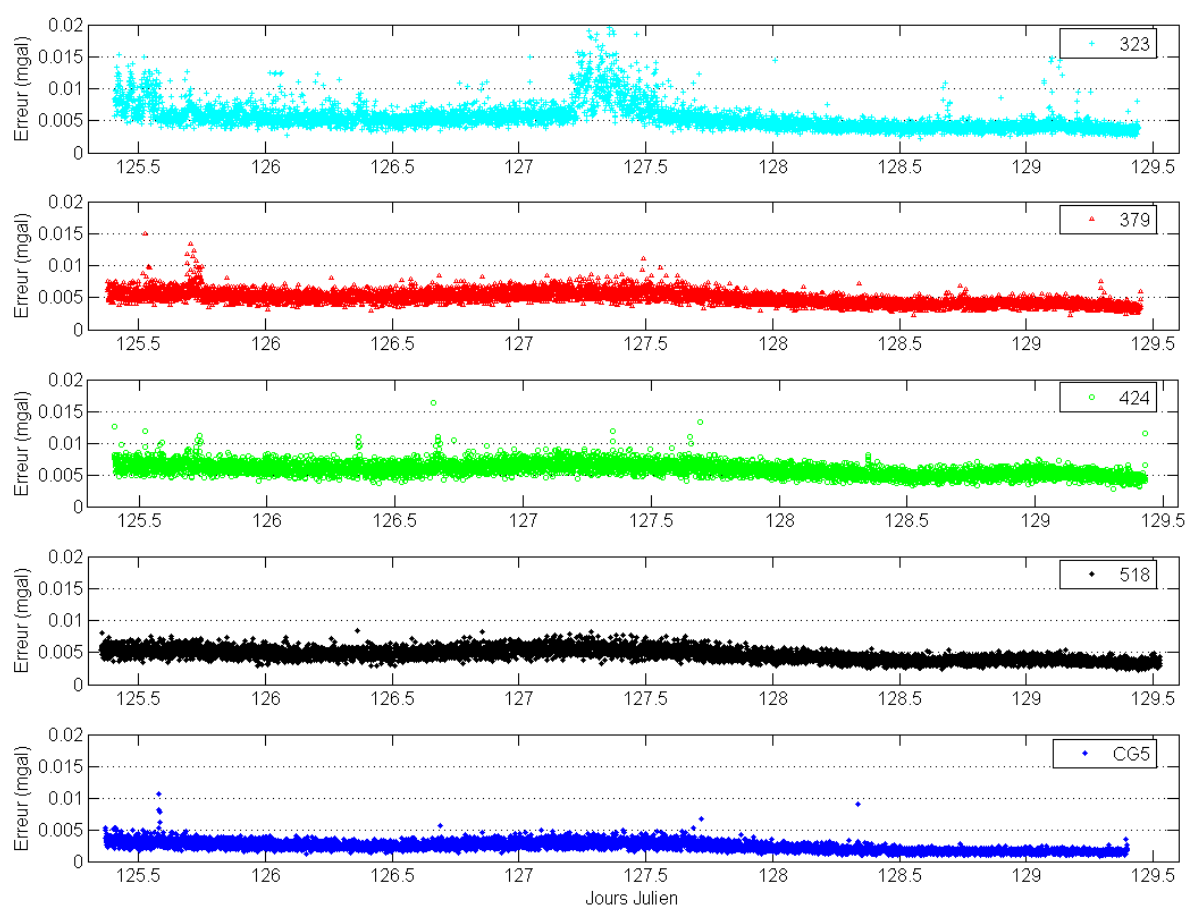


Figure 13 : Erreur des gravimètres relatifs

Instrument	Erreur (μgal)		
	moyenne	écart type	range
CG5 65	2.38	0.79	22
CG3M 424	5.87	1.07	22.4
CG3M 379	4.98	1.04	12.7
CG3M 323	5.48	2.05	22.4
CG3M 518	4.66	1	26.3

Tableau 9 : données statistiques sur l'erreur pour chaque instrument

3. Les données absolues

Le gravimètre absolu FG5 228 a mesuré à raison de 100 drops par set et 1 set par heure pendant le week-end du 8 mai. La valeur de la gravité moyennée est de 980856004.07 μgal , avec une dispersion de 2.21 μgal . La figure 14 montre les résidus de g corrigés et non corrigés de la surcharge océanique set par set. Les barres d'erreur correspondent aux écarts types de chaque set.

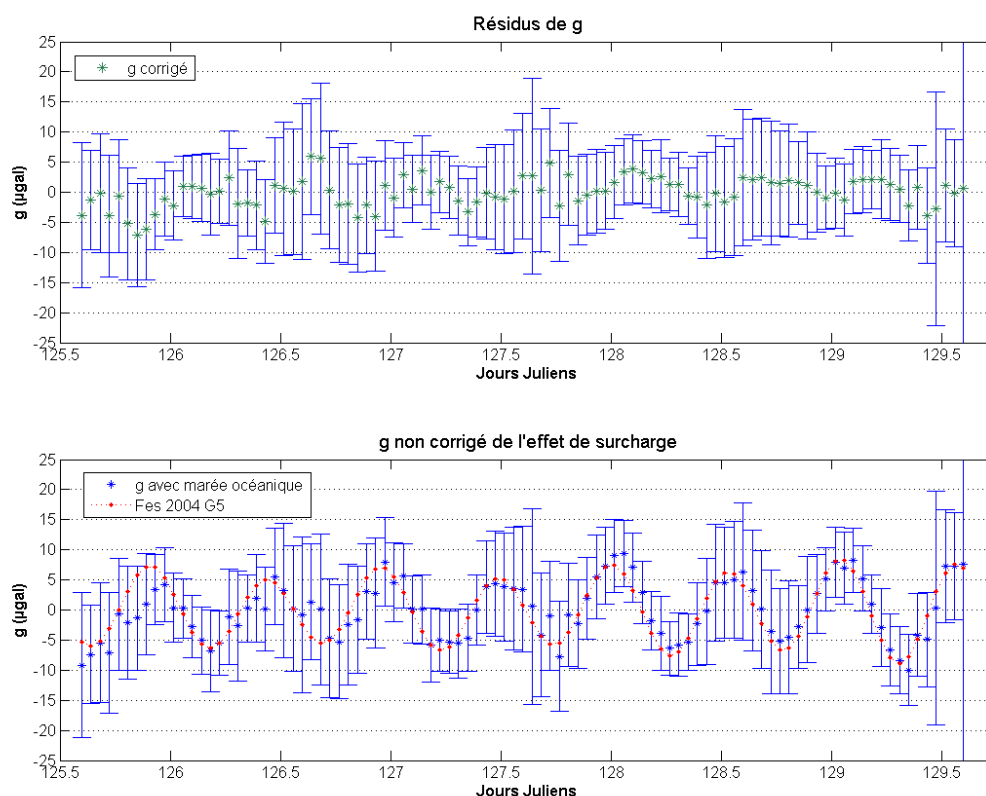


Figure 14 : résidus en gravité du FG5 228 corrigés et non corrigés de l'effet de surcharge

On observe une variation périodique de 1 cycle par jour de la valeur de l'écart type, celle-ci peut être mise en relation avec les conditions météorologiques et les conditions de la mer.

Notons que le FG5 a été laissé en autonomie complète durant toute la période de cette mesure. Les variations thermiques dans la cabane ont ainsi pu dérégler

l'horizontalité de l'appareil par effet de dilatation thermique des pieds et/ou de la dalle, ce qui introduit des erreurs dans la mesure.

4. Les données des gravimètres relatifs

a. CG5

Le CG5 a été placé dans un caisson au site gr3 (voir figure1).

Les résidus de gravité non corrigés de la surcharge océanique présentent des oscillations de fréquences caractéristiques des ondes semi diurnes de marée mais aussi des variations de fréquence supérieure à 1 cycle par jour. Les tilts et la température interne sont marqués par des variations diurnes (voir figure 15).

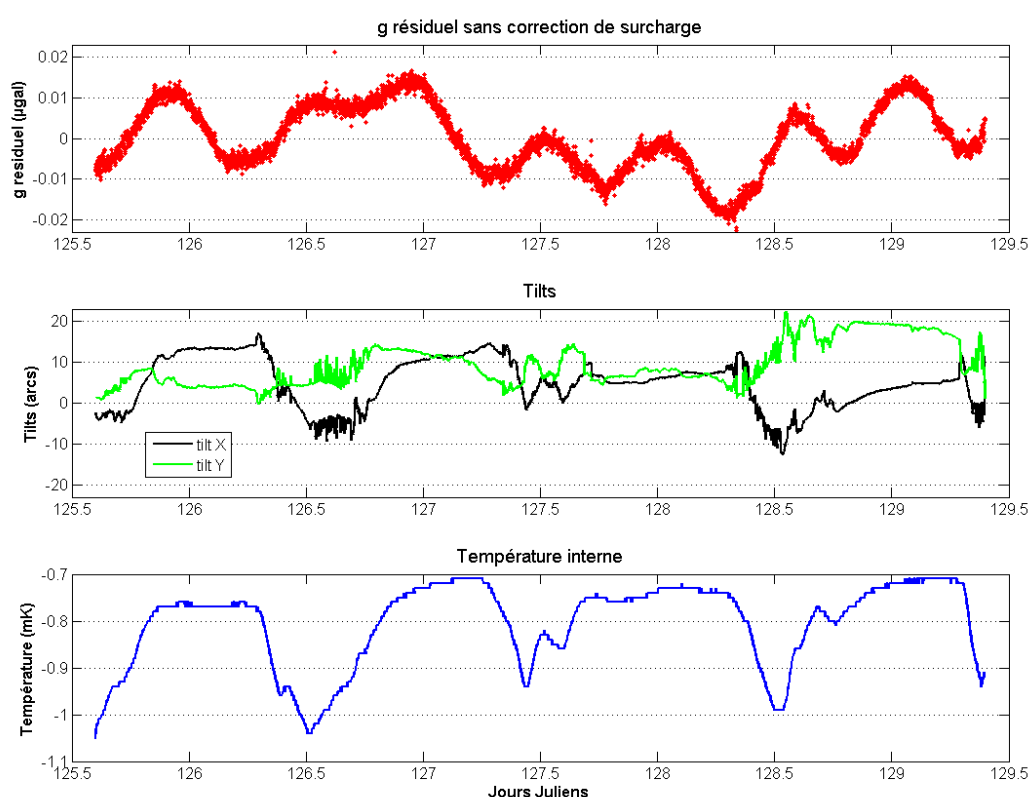


Figure 15 : Résidus de gravité, tilts et température interne du CG5

L'instrument est fortement influencé par les variations diurnes de la température. La figure suivante montre l'influence de la température extérieure sur la température interne. Ces deux températures sont anti-corrélées. On note que les conditions thermiques dans le caisson sont assez extrêmes : l'écart jour-nuit atteint plus de 15°C, avec des températures avoisinant les 40°C en milieu de journée. La température au sein de l'enceinte thermostatée réagit en fonction de la température extérieure afin de maintenir une valeur constante. L'amplitude de la variation de température est inférieure à 0.5 mK.

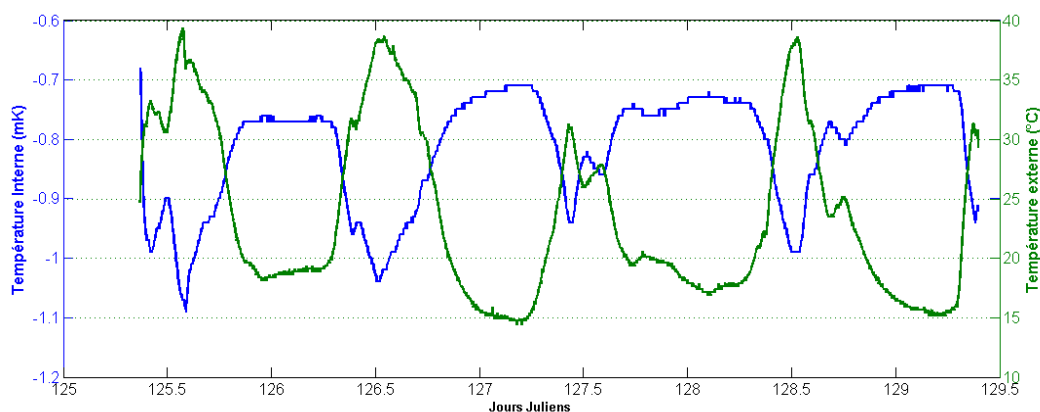


Figure 16 : Evolution de la température interne et extérieure

Nous avons corrigé l'effet de surcharge en prenant la correction issue du logiciel g5 avec le modèle FES 2004 :

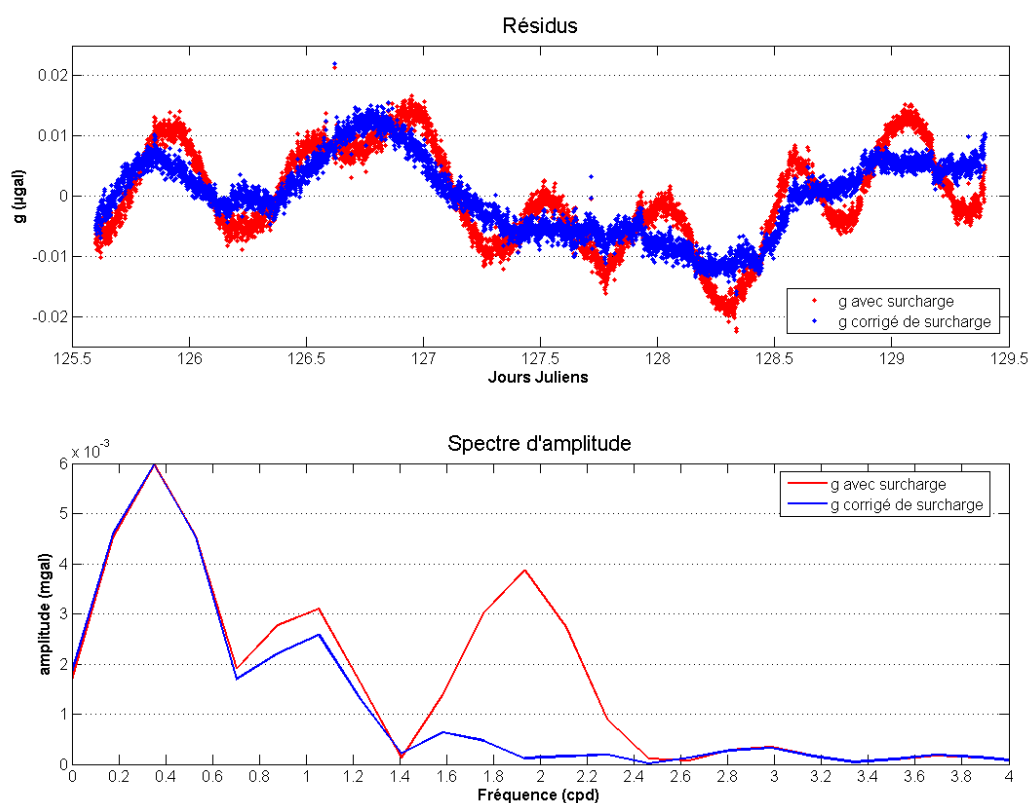


Figure 17 : Résidus corrigés et non corrigés de l'effet de surcharge océanique et spectre d'amplitude associé, modèle FES2004, logiciel G5

La correction de surcharge océanique supprime bien la période de douze heure (Figure 17), et l'on observe une amplitude de 6 μ gals sur la fréquence de 0.35 cpd, soit 2,8 jours. On retrouve du signal à 0.35 cpd dans les spectres de température :

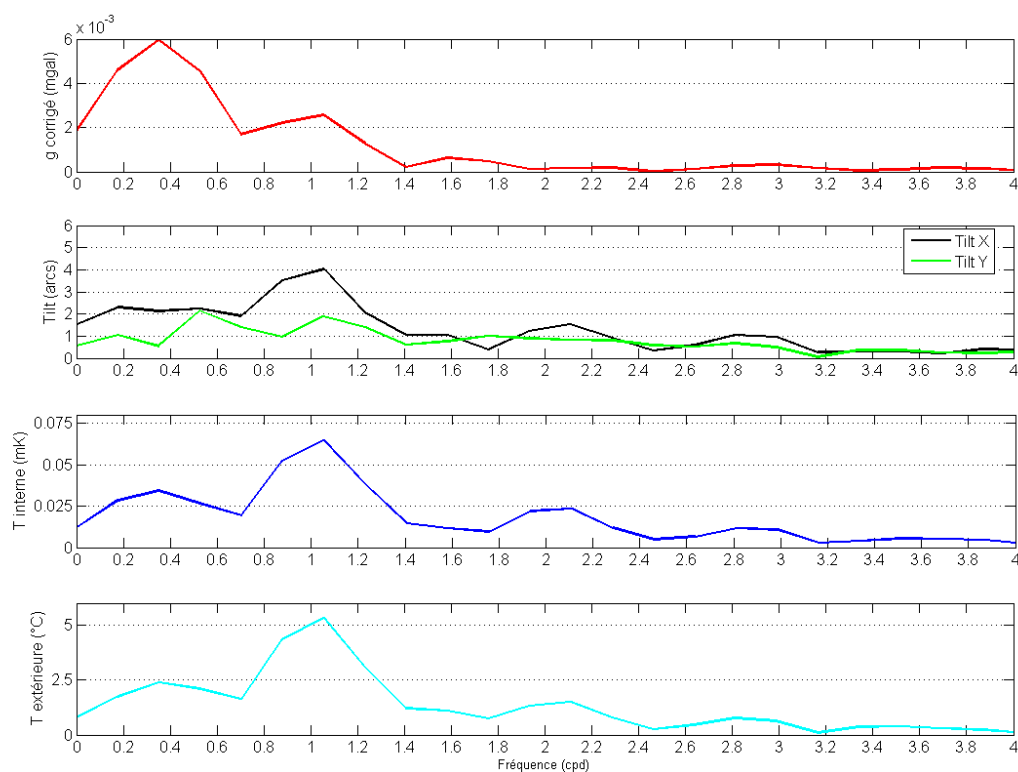


Figure 18 : Spectres d'amplitudes de g résiduel corrigé de la surcharge, des tilts, et de la température interne et extérieure

On peut ainsi conjecturer que la dérive long terme dans les résidus de g est due à la variation de températures de même période. Une fonction d'admittance est à calculer afin de corriger les résidus de g.

Nous avons effectué un filtrage par transformée de Fourier sur le signal, filtre passe-haut à 1 cpd, afin d'enlever le signal parasite basse fréquence. Ce signal est ensuite filtré avec un filtre à moindres carrés passe-bas à 12 cpd, sur une fenêtre de 480 points, afin de rééchantillonner le contenu spectral d'une seconde à 1 heure.

Un même filtre est appliqué au signal brut non corrigé des basses fréquences. On peut ainsi calculer (Tableau 10) et représenter (Figure 19) l'écart entre les différents signaux.

RMS (μ gal)	FG5	g5 Fes 2004
CG5	7.12	6.70
CG5 corrigé	2.7	2.45

Tableau 10 : moyennes quadratiques entre les résidus (RMS) des signaux bruts et corrigés du CG5 et ceux du FG5 et de la surcharge océanique

L'écart quadratique moyen entre le CG5 corrigé et le FG5 est proche de celui entre le CG5 corrigé et l'effet de surcharge. L'élimination du signal basse fréquence corrige bien le signal du CG5.

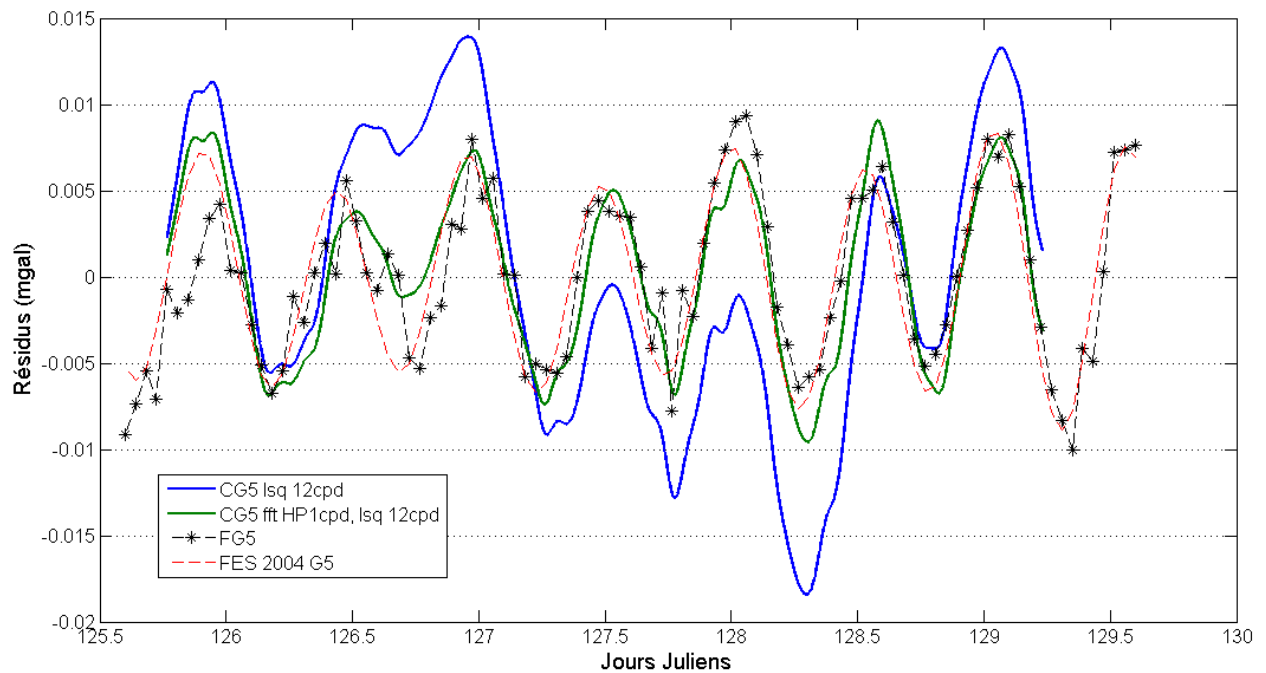


Figure 19 : Comparaison des signaux du FG5, du CG5 corrigé des hautes et basses fréquences et du signal théorique de surcharge

b. CG3M 518

Le CG3M 518 a été installé dans le tunnel bunker, au site gr1 (voir figure 1).

Ce tunnel, construit par la Wehrmacht pendant la dernière guerre mondiale, héberge également les inclinomètres longue base. La stabilité thermique y est extrêmement bonne. Cela est idéal pour les instruments, comme les enregistrements des tilts et de la température interne en témoignent à la figure suivante. Ceux-ci présentent en effet très peu de variations. Les résidus de gravité ne sont ainsi pas 'pollués' par un signal perturbateur comme ceux du CG5.

Le signal de gravité est filtré par le même filtre à moindre carré, passe bas à 12 cpd appliqué sur des fenêtres de 480 points, et la comparaison avec le signal du FG5 est représentée à la figure 21. La moyenne quadratique des résidus entre les signaux des gravimètres est de 2.07 μgal . Ceci est instructif quant à la précision que l'on peut espérer atteindre en travaillant en différentiel. Ainsi, pendant ce week-end où il ne se passe rien du point de vu hydrologique, le signal différentiel entre les deux meilleurs instruments a un écart-type de 2 μgal . Il en ressort que lors du test de pompage, le signal différentiel doit être supérieur à 2 μgal pour pouvoir le discerner avec certitude.

L'enregistrement du CG3M 518 présente un RMS de 1,5 μgal par rapport à l'effet prédit de surcharge océanique selon FES2004 et calculé avec G5. Cela démontre l'accord acceptable entre le modèle et la mesure : un déphasage est toutefois observé (voir figure 21).

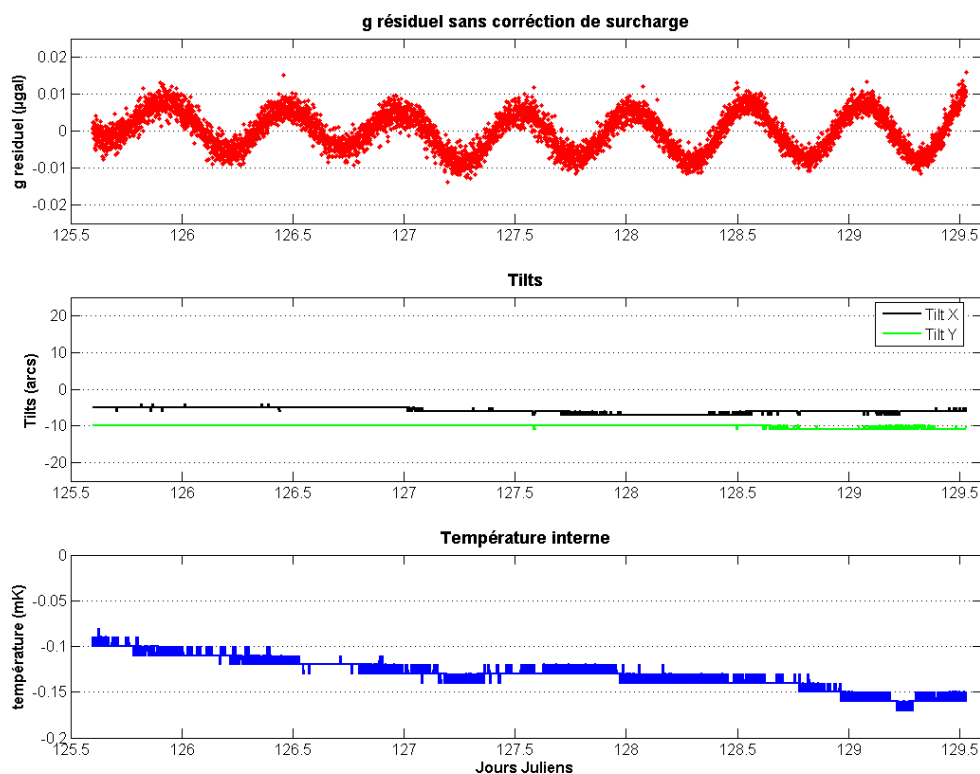


Figure 20 : Résidus de gravité, tilts et température interne du CG3M 518

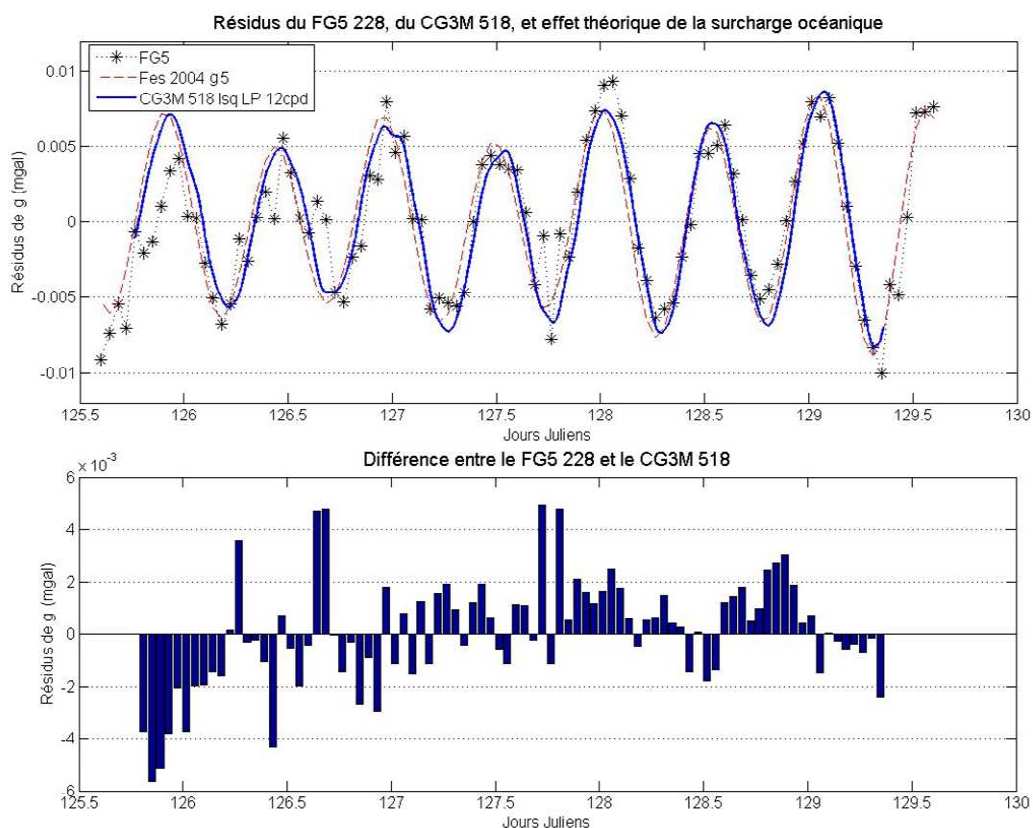


Figure 21 : Comparaison des signaux du FG5, du CG3M 518 et du signal théorique de surcharge, et différence entre le FG5 et le Scintrex

RMS (μgal)	FG5	G5 Fes 2004
CG3M 518	2.07	1.52

Tableau 11 : moyennes quadratiques des résidus (RMS) du CG3M 518 et ceux du FG5 et de la surcharge océanique

c. CG3M 379

Le CG3M 379 a été installé au site gr4, dans un cabanon en tôle.

Ses tilts et sa température interne sont marqués par une variation diurne, à mettre en relation avec les variations de température journalières (Figure 22). Les CG3M n'enregistrent malheureusement pas la température extérieure.

On observe des sauts dans les enregistrements de la gravité qui sont corrélés aux sauts au niveau de la température dans l'enceinte thermostatée.

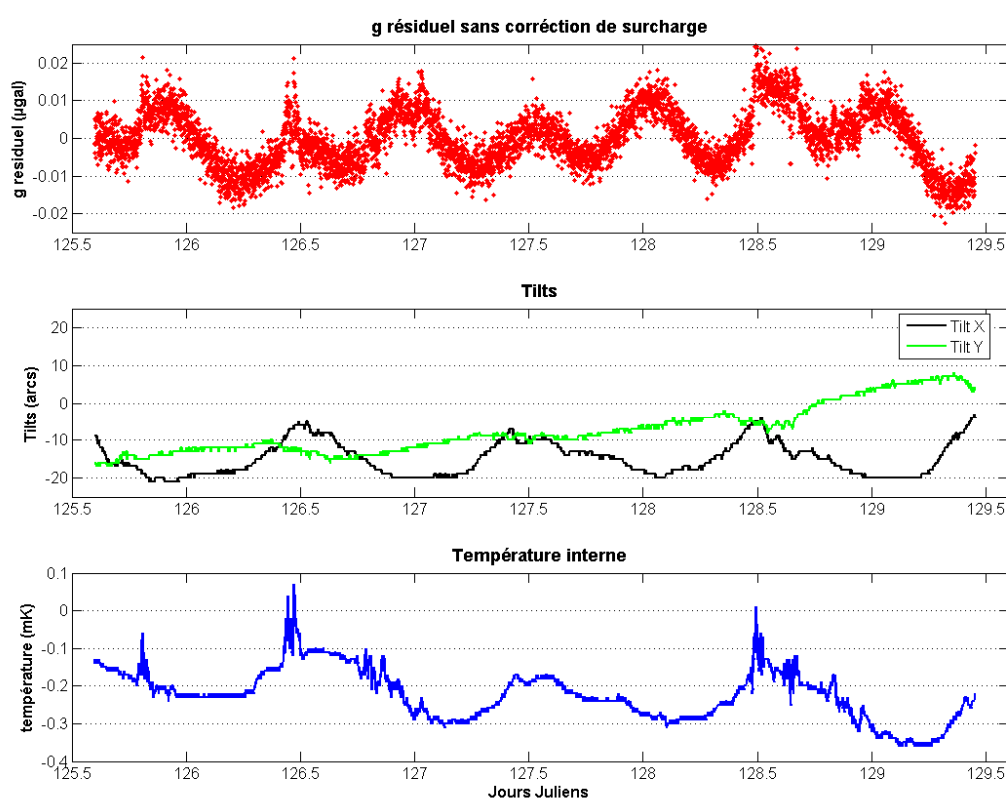


Figure 22 : Résidus de gravité, tilts et température interne du CG3M 379

Le filtrage par moindres carrés montre les effets perturbateurs des anomalies de température sur le signal (figure 23), ce qui résulte en de fortes valeurs de RMS (tableau 9).

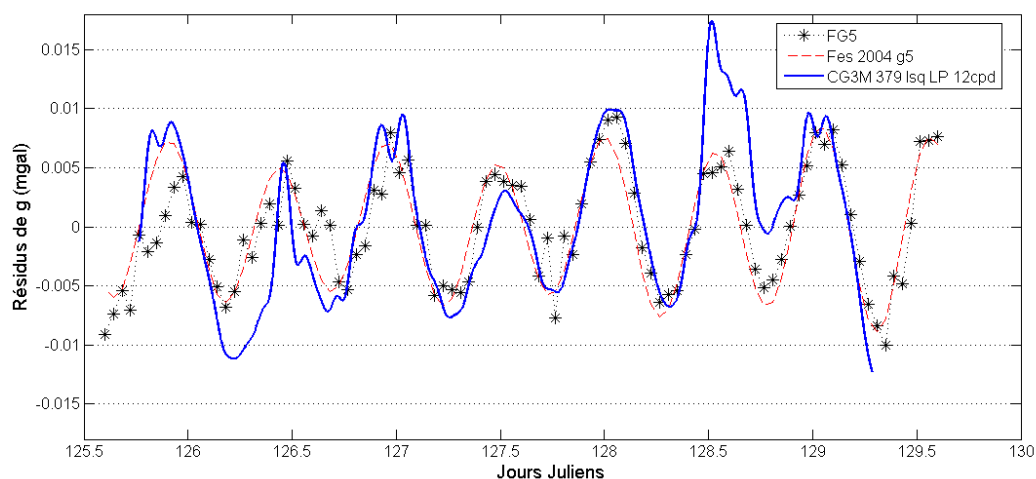


Figure 23 : Comparaison des signaux du FG5, du CG3M 379 et du signal théorique de surcharge

RMS (μgal)	FG5	G5 Fes 2004
CG3M 379	4.26	4.12

Tableau 12 : moyennes quadratiques des résidus (RMS) du CG3M 379 et ceux du FG5 et de la surcharge océanique

d. CG3M 424

Le CG3M 424 a été placé au site gr5, dans un caisson.

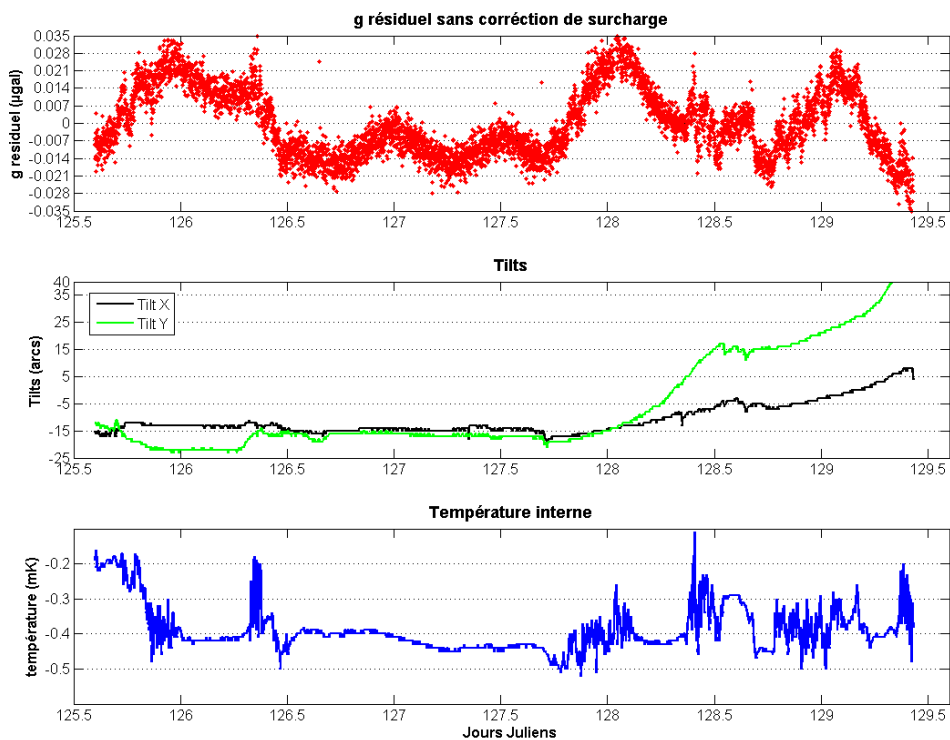


Figure 24 : Résidus de gravité, tilts et température interne du CG3M 424

Le problème de la température interne décelé pendant l'intercomparaison est bien présent, le signal résiduel de g est inexploitable.

e. CG3M 323

Le CG3M 323, placé au site gr2 dans un caisson, donne un enregistrement de g médiocre. L'effet de surcharge océanique n'y est guère décelable, et un saut de quelque 200 μgal au jour 127 vient entacher un peu plus le signal. Ce saut est corrélé avec le saut de l'erreur (voir figure 13).

Ce gravimètre n'est pas idéal pour la détermination précise des résidus.

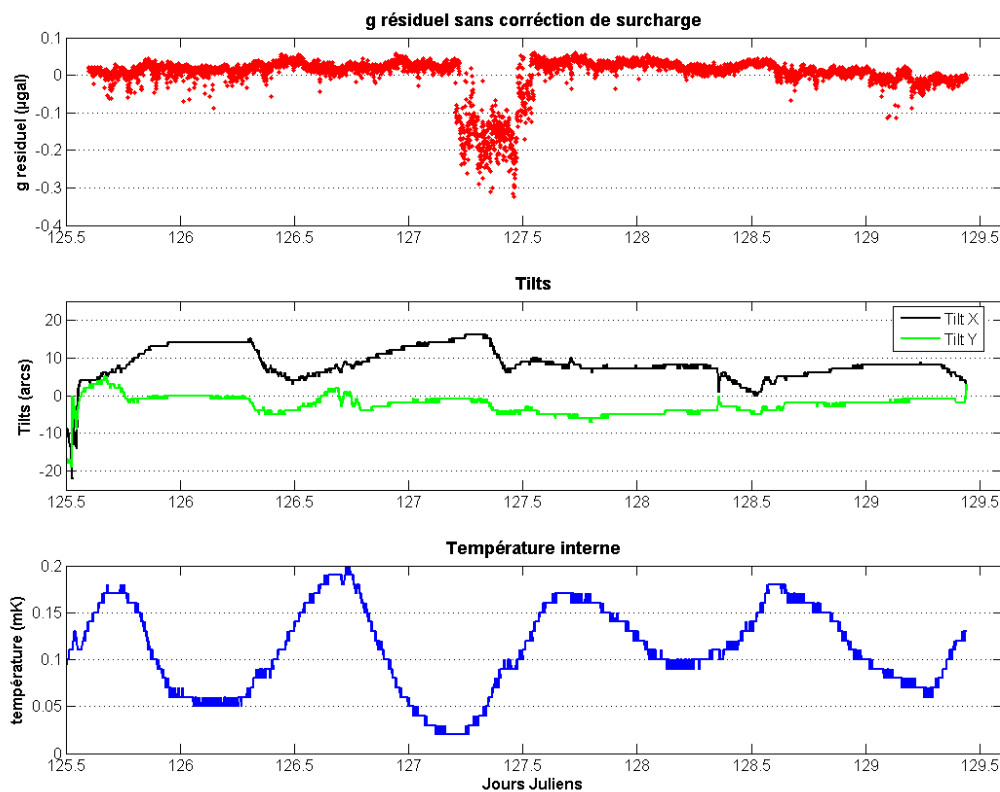


Figure 25 : Résidus de gravité, tilts et température interne du CG3M 323

C. Arrêt et reprise des pompes

L'arrêt des pompes a été effectué le 10 mai (jour 130) à 19:00 TU de manière simultanée, et leur reprise le 12 mai (jour 132) entre 10:00 et 14:00 TU.

1. Dérive et bruit

Voici les paramètres de la dérive linéaire et quadratique pour chaque instrument relatif :

Instrument	CG5 65	CG3M 424	CG3M 379	CG3M 323	CG3M 518
Linéaire					
Corrélation	0.9999466	0.9999103	0.9994885	0.9667797	0.9999194
M0 (mgal)	4374.6	7307.5	5458.4	5087	4905.9
M1 (mgal/j)	0.82487	0.50851	-0.20364	0.30342	0.40562
Quadratique					
Corrélation	0.99996899	0.999915	0.9996277	0.966793	0.9999263
M0 (mgal)	4455	7325.4	5498	5104	4888.1
M1 (mgal/j)	-0.38576	0.2374	-0.80214	0.047195	0.67374
M2 (mgal/j ²)	0.0045523	0.0010242	0.0022608	0.00096782	-0.0010125

Tableau 13 : coefficients de la dérive linéaire et quadratique des gravimètres Scintrex

Et voici le bruit pendant l'enregistrement :

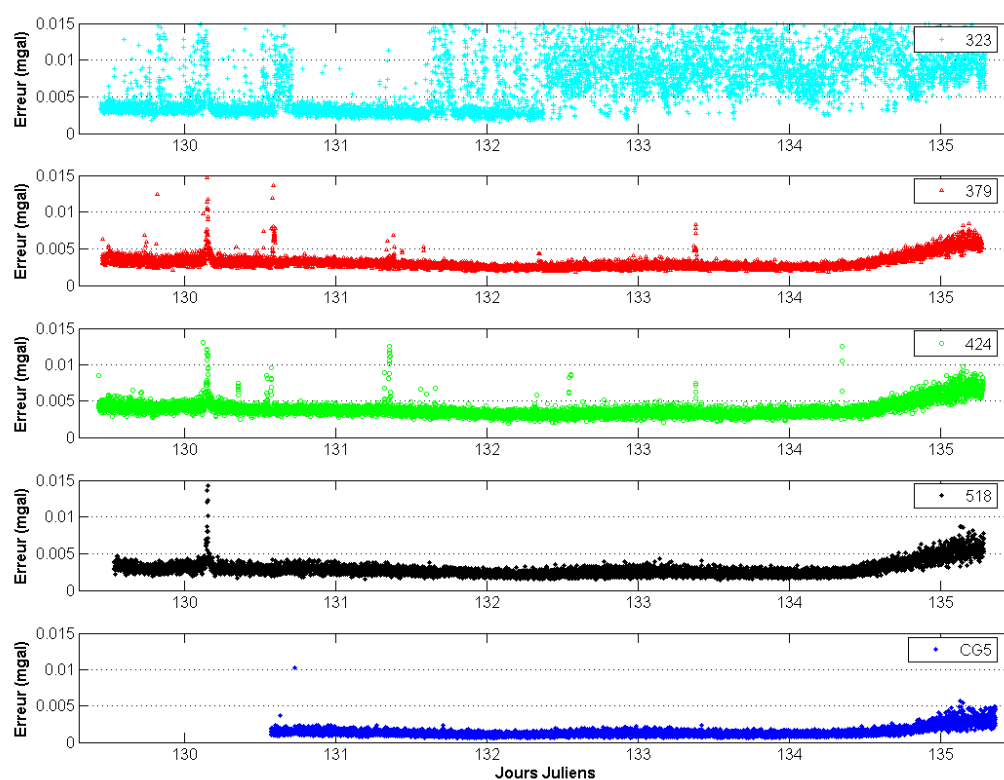


Figure 26 : Erreur des gravimètres relatifs

Le bruit du CG3M 323 est considérable comparé à celui des autres instruments, ses enregistrements ne seront pas utilisés pour l'étude. On observe une fois de plus une bonne corrélation entre les bruits de chaque instrument, avec un niveau de bruit inférieur à celui de la mesure du week-end du 8 mai (voir tableaux 14 et 9) – à mettre en relation avec les conditions météorologiques et l'état de la mer pendant la mesure.

Instrument	Erreur (μgal)		
	moyenne	écart type	range
CG5 65	1.41	0.6	9.6
CG3M 424	3.9	1.07	22.9
CG3M 379	3.13	0.98	19.7
CG3M 323	7.71	5.57	97.7
CG3M 518	2.86	0.97	19.1

Tableau 14 : données statistiques sur l'erreur pendant la mesure pour chaque instrument

2. Les données absolues

Les deux gravimètres absolus FG5 ont été réglés à 80 drops par set, et un set tous les vingt minutes. La valeur moyenne de g du FG5 228 est $980856003.73 \mu\text{gal}$ avec une dispersion de $1.55 \mu\text{gal}$.

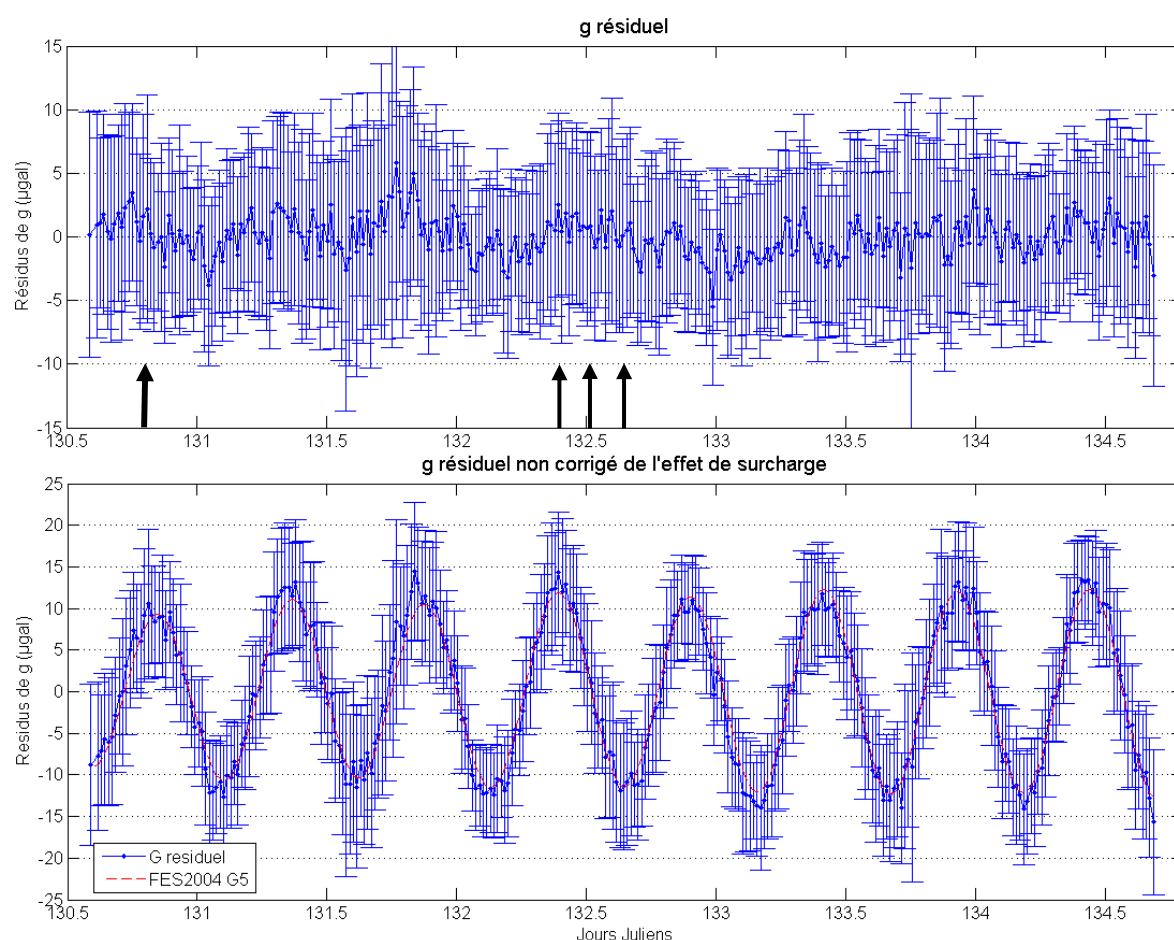


Figure 27 : résidus de gravité du FG5 228 corrigés et non corrigés de l'effet de surcharge océanique, les flèches marquent l'arrêt et la reprise des pompes

Les résidus de gravité ne semblent pas avoir de tendance nette en relation avec le fonctionnement des pompes.

La valeur moyenne de g du FG5 206 est $980856143.46 \mu\text{gal}$ avec une dispersion de $1.31 \mu\text{gal}$.

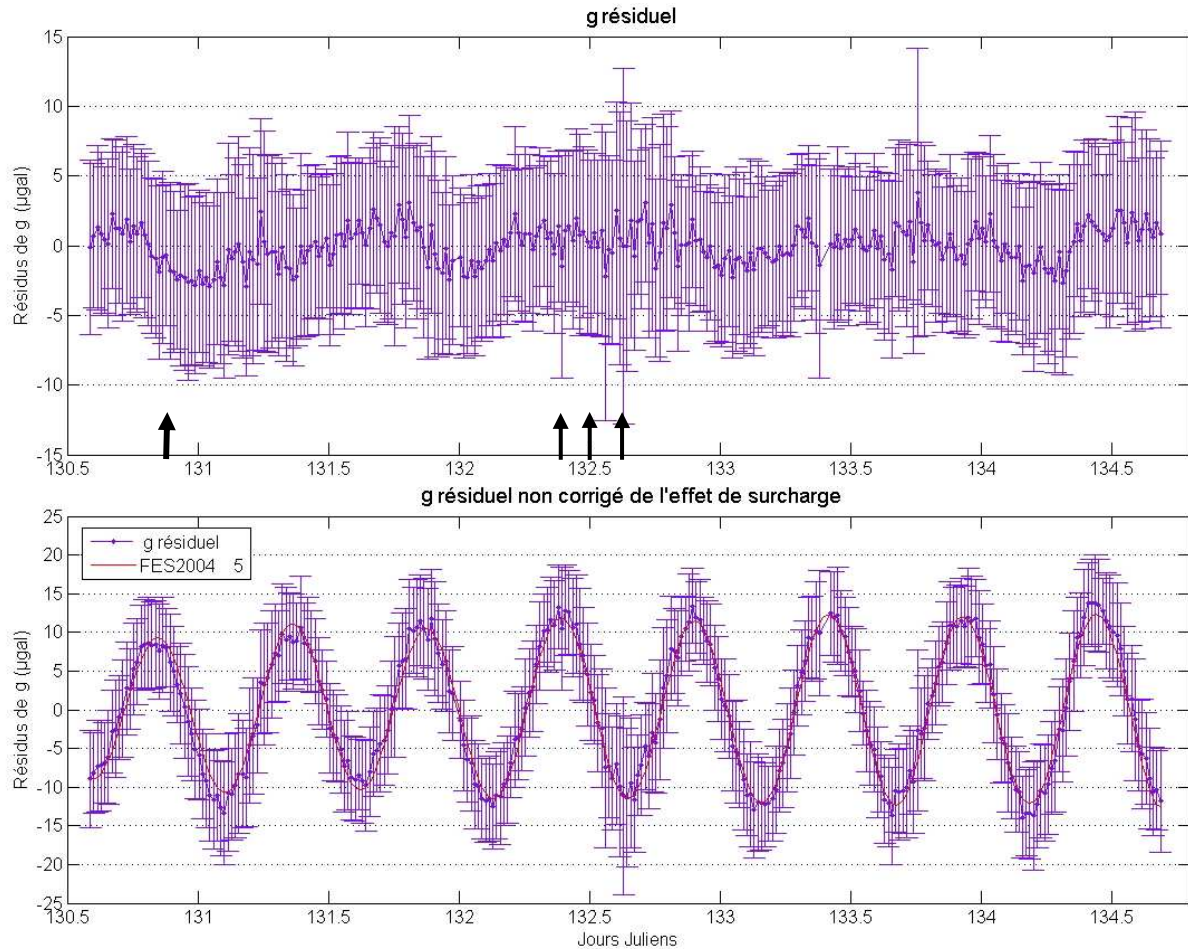


Figure 28 : résidus de gravité du FG5 206 corrigés et non corrigés de l'effet de surcharge océanique

Le gravimètre absolu FG5 206 est moins dispersé que le 228, et ses résidus laissent apparaître clairement des termes de période 12h et 24h, témoins d'une surcharge océanique mal corrigée. La moyenne quadratique des résidus avec le modèle de surcharge FES 2004 selon TSoft est de 1.36 μgal pour le FG5 206, et de 1.61 μgal pour le FG5 228.

Ici encore, il n'y a pas de signal clairement identifiable consécutif à l'arrêt/reprise des pompes.

Le différentiel entre les deux gravimètres absolus doit nous renseigner sur les hétérogénéités de circulation de l'eau dans les nappes liés au hétérogénéités du socle : le gravimètre absolu FG5 228 au site ga1 se trouve sur la zone de faille normale régionale, proche des pompes secondaires (voir figure 1), alors que le gravimètre FG5 206 est placé en dehors de cette zone de faille.

La différence entre les mesures des deux instruments n'est elle aussi pas conclusive, comme le montre la figure 29. On peut signaler une dominante de valeurs positives pendant l'arrêt des pompes, et une dominante de valeurs négatives après la reprise du pompage. Cela va dans le sens d'une accumulation supérieure et rapide d'eau au niveau de la zone de faille normale par rapport à la zone périphérique.

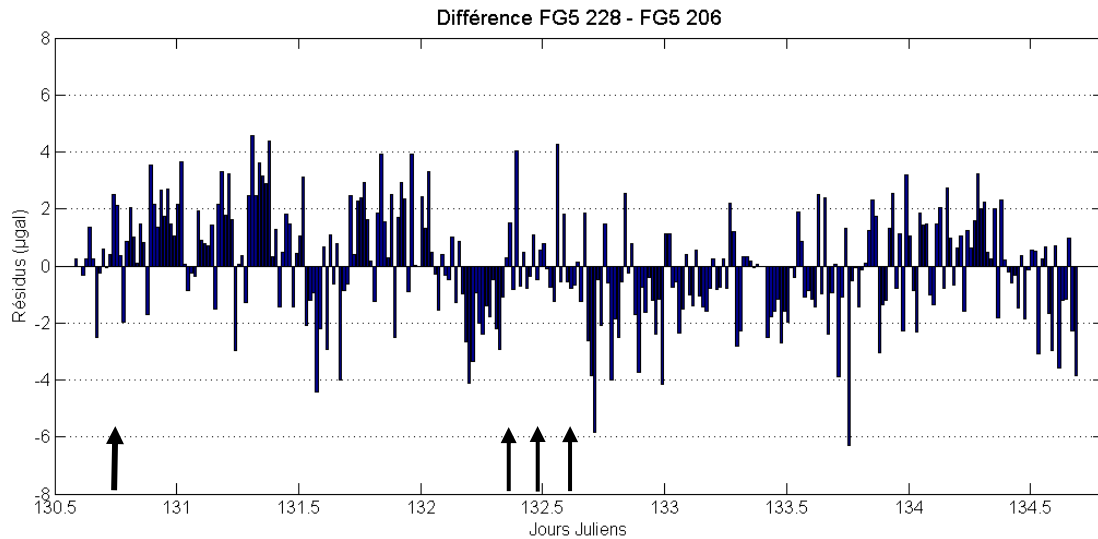


Figure 29 : Différence entre le FG5 228 et le FG5 206

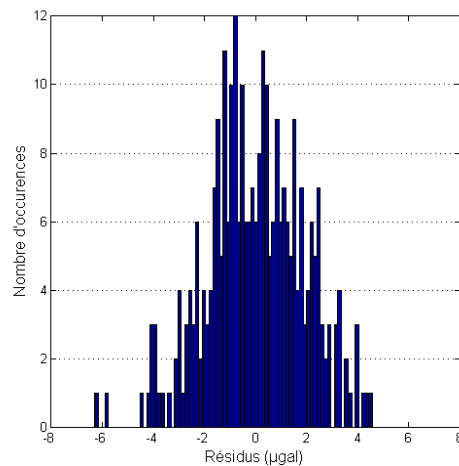


Figure 30 : histogramme des différences entre les deux gravimètres absolus

3. Les données relatives

a. CG5

A la suite de l'analyse de la mesure du CG5 pendant le week-end du 8 mai, il a été décidé de placer l'instrument dans le hangar de la pompe principale Pe, pour des raisons de stabilité thermique.

L'analyse de la mesure révèle une composante de période supérieure à 1 cycle par jour dans le signal de gravité (voir figure 31). La température interne et les tilts sont fortement marqués par une composante diurne, et la figure 32 démontre l'anti corrélation parfaite entre température dans le hangar et la température ausing de l'enceinte. Le schéma ainsi analysé lors de l'enregistrement du week-end du 8 mai est le même pendant cette session ; les amplitudes journalières de la température extérieure n'excèdent pas les 6-8 °C, le forçage est moins fort.

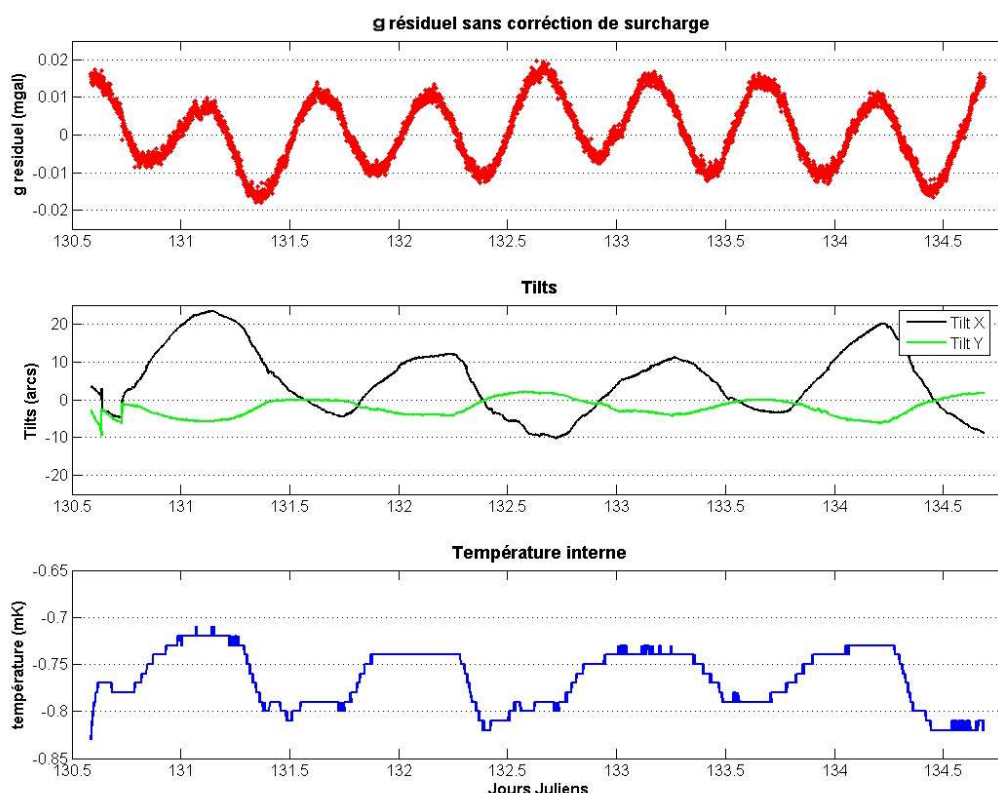


Figure 31 : Résidus de gravité, tilts et température interne du CG5

Les tilts du CG5 réagissent fortement au forçage de la température, cela pourrait indiquer leur mauvaise calibration. Ceci a été observé pendant l'intercomparaison (voir la figure 3). La correction de tilt doit ainsi contribuer à entacher le signal.

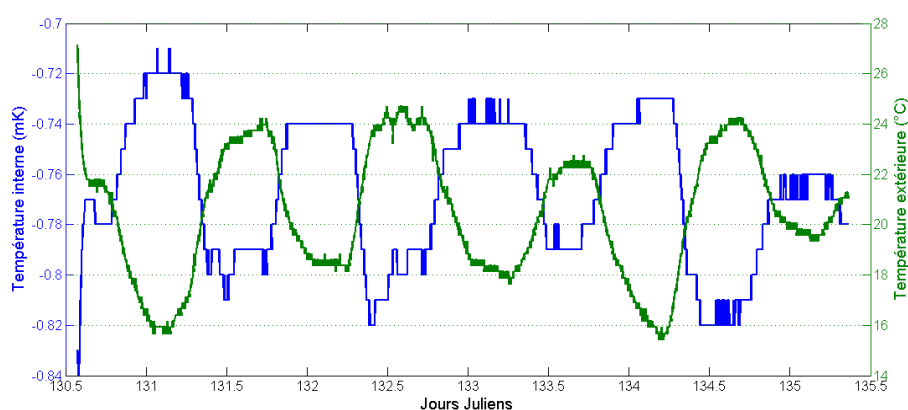


Figure 32 : Evolution de la température interne et extérieure

La même stratégie de correction des données est ici appliquée, se référer au paragraphe II.B.4.a. pour l'explication. La figure 33 illustre l'effet positif du filtre à 1 cycle par jour, et le tableau 15 chiffre les écarts avec les données absolues. Il est loin d'être évident d'observer un signal provoqué par l'arrêt et la remise en route des pompes. Le filtre introduit des effets de bord dans le signal (voir figure 34).

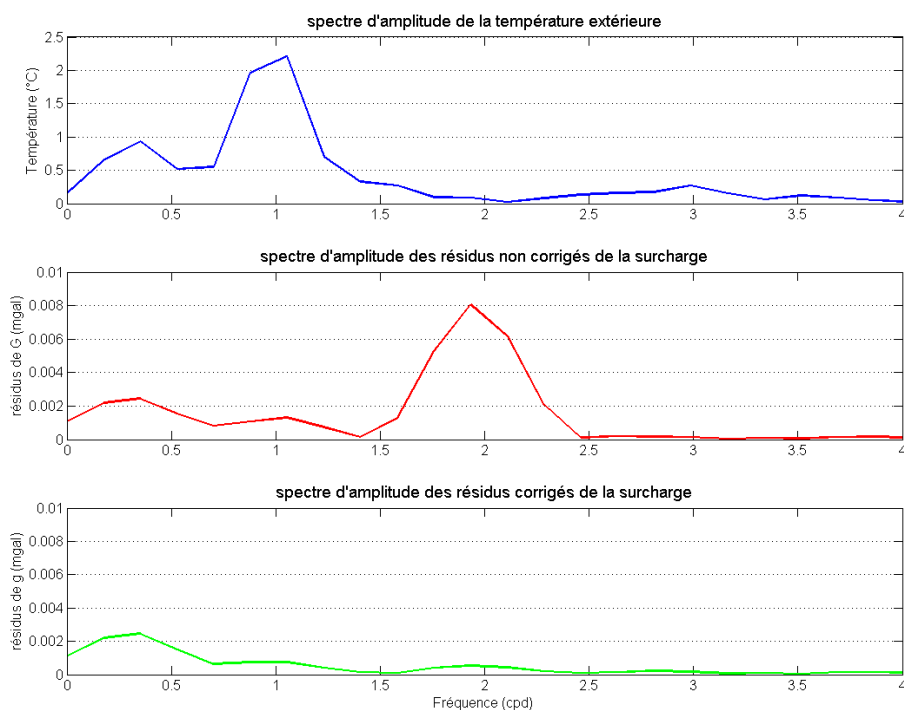


Figure 33 : Spectres d'amplitudes de la température extérieure, de g résiduel non corrigé et corrigé de la surcharge (FES2004, Tsoft)

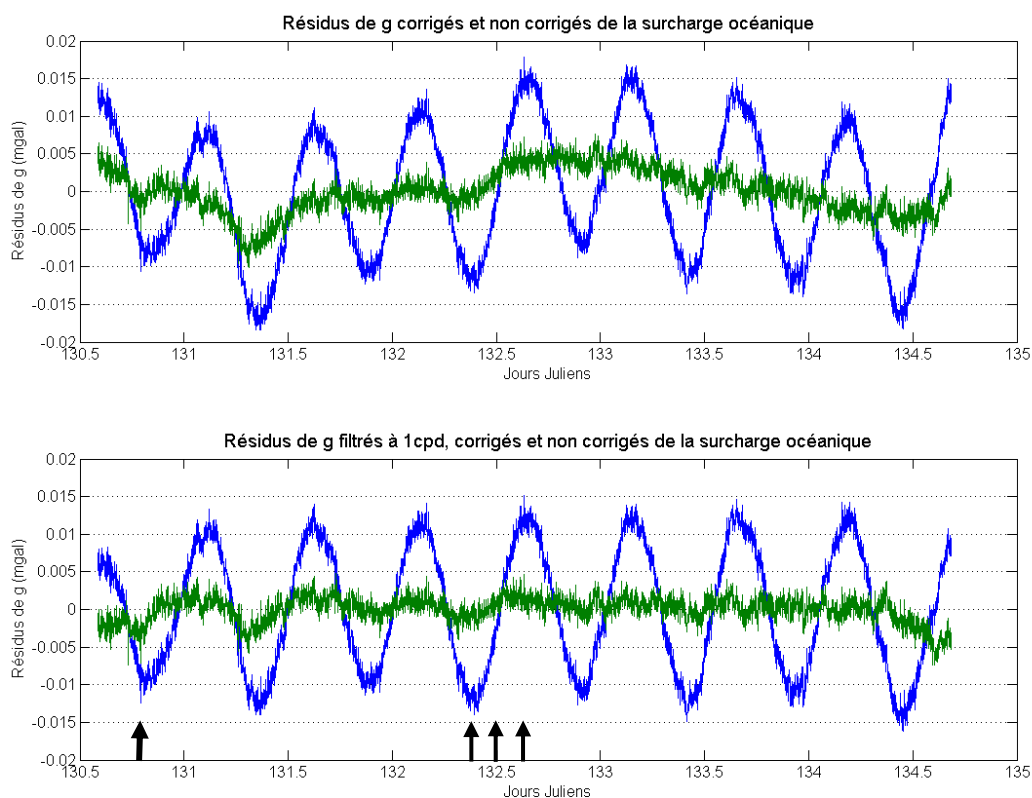


Figure 34 : Résidus de g avec et sans correction de surcharge (Tsoft Fes2004) océanique, et filtre passe-haut à 1 cycle par jour des mêmes signaux

RMS (µgal)	FG5 228	FG5 206
CG5	4.32	3.98
CG5 corrigé	2.06	1.83

Tableau 15 : moyennes quadratiques des résidus (RMS) des signaux bruts et corrigés du CG5 et ceux du FG5 et de la surcharge océanique

Afin de s'acquitter des effets de surcharge océanique incomplètement modélisés, le signal différentiel entre les mesures absolues et la mesure de CG5 corrigée est ici représenté.

L'intérêt du point de vue du fonctionnement hydrologique est le suivant : le CG5 est placé en proximité immédiate de la pompe principale (voir figure 1). On doit théoriquement observer l'effet différentiel de la variation piézométrique et de la déformation associée entre la pompe Pe et les sites de mesure absolue.

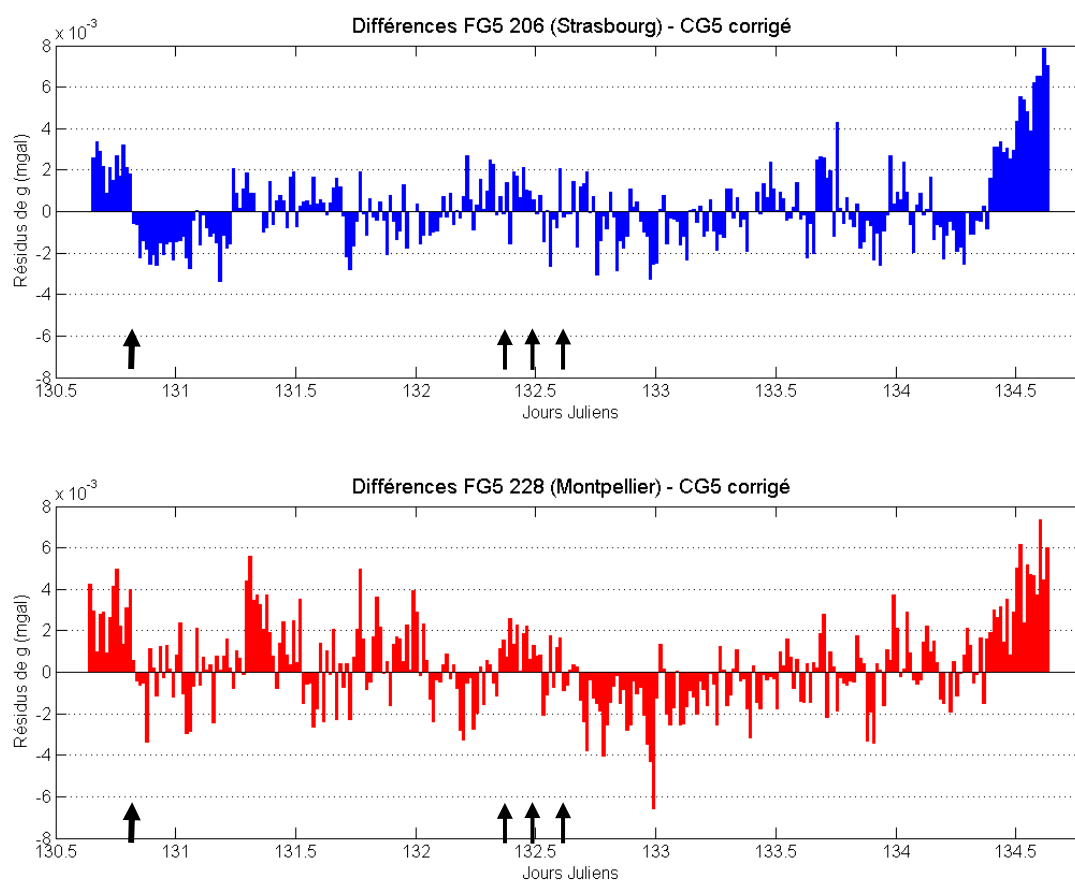


Figure 35 : Signaux différentiels entre ceux des gravimètres absolus et le signal corrigé du CG5

Il est difficile d'observer une tendance nette dans les signaux différentiels. Les effets de bords introduits par le filtrage du signal du CG5 sont ici bien représentés. Les histogrammes des résidus (figure 36) montrent une répartition centrée sur l'origine.

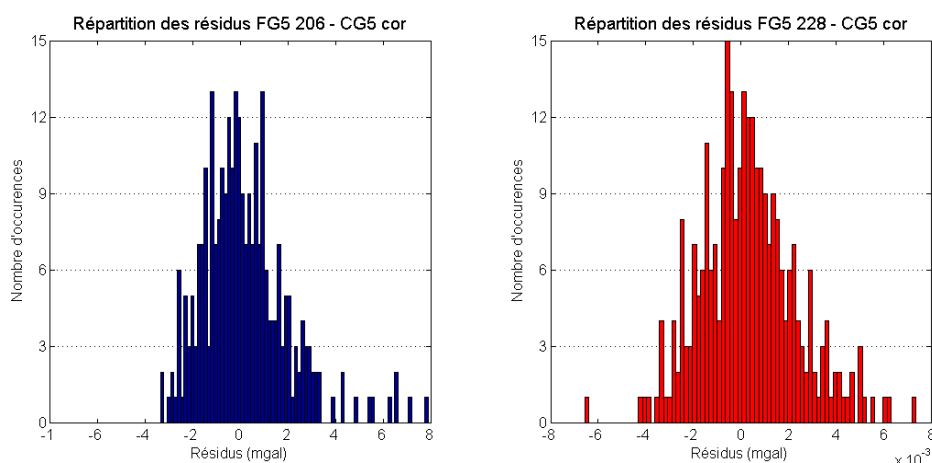


Figure 36 : histogramme de répartition des signaux différentiels

b. CG3M 518

Le site de mesure du CG3M 518 est idéal pour un gravimètre relatif, comme en témoignent la stabilité en tilt et en température :

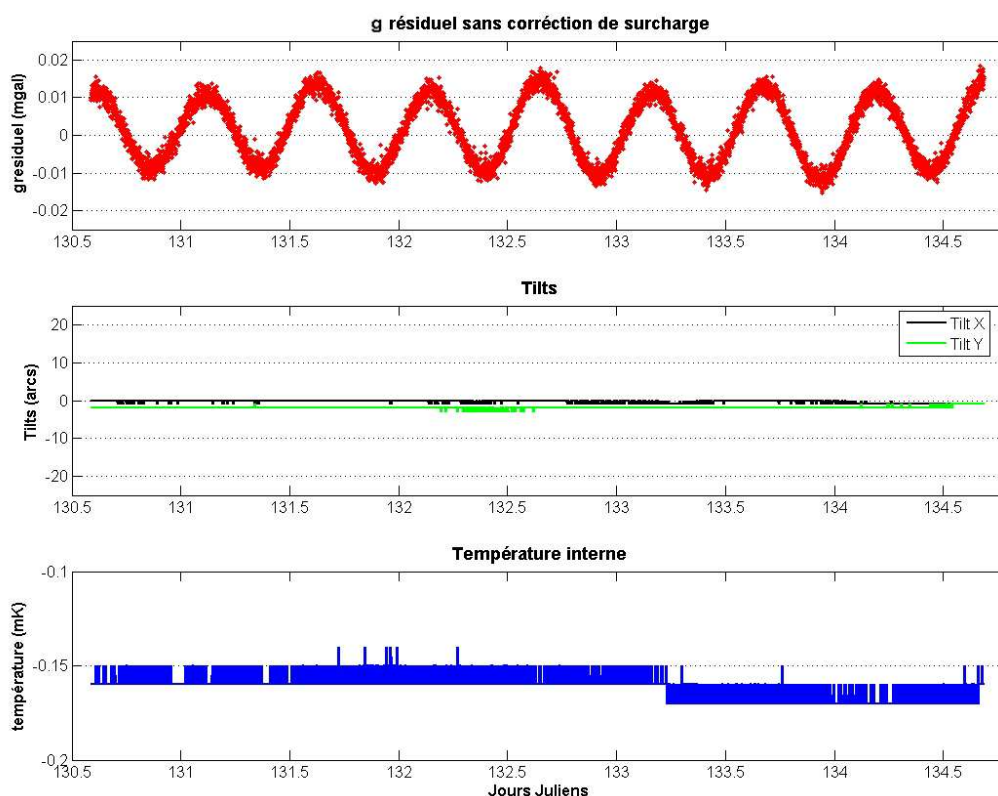


Figure 37 : Résidus de gravité, tilts et température interne du CG3M 518

Les résidus corrigés de la surcharge océanique sont représentés à la figure suivante. On y observe des termes en 12h et 24h issus de la correction incomplète de l'effet de surcharge. Il est intéressant de noter qu'à partir du jour 133, les termes en 12 et 24h

sont atténués et ne ressortent guère de la dispersion de la mesure, et ce sur tout les instruments valables (voir figures 27, 28 et 34). Le modèle Fes2004 selon Tsoft corrige bien les effets de surcharge océanique pendant cette période. Il est encore une fois malaisé de distinguer une signal hydrologique quelconque dans les résidus du CG3M 518.

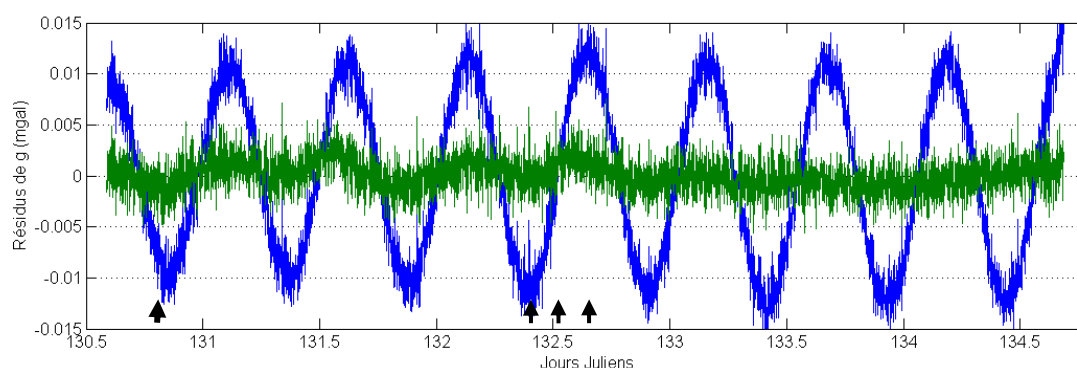


Figure 38 : Résidus du CG3M 518 corrigés et non corrigés de l'effet de surcharge océanique (Tsoft,Fes2004)

A la vue des RMS dans le tableau suivant, on peut qualifier les mesures du CG3M 518 d'excellentes.

RMS (μgal)	FG5 228	FG5 206	G5 FES2004	Hartid FES2004	Tsoft FES2004
CG3M 518	1.65	1.46	0.89	1.22	0.94

Tableau 16 : moyennes quadratiques des résidus (RMS) du signal du CG3M 518 avec ceux des FG5 et de la surcharge océanique selon les programmes utilisés

L'analyse différentielle des signaux des gravimètres absolus et du signal du CG3M 518 est d'abord un moyen de s'affranchir de l'effet de surcharge océanique.

C'est de plus un moyen de visionner la différence de réponse entre les différents sites : le tunnel-bunker est en effet le site le plus éloigné de la pompe principale Pe (voir figure 1). Le tunnel est creusé dans une colline dont le socle est granitique, il n'y a pas de forages à proximité du site : les paramètres hydrologiques y sont mal contraints. Le site de mesure du FG5 228 est dans la zone de faille normale régionale, proche des pompes secondaires, et le site de mesure du FG5 206 est en périphérie de la zone de faille normale, mais relativement proche de la pompe principale.

L'analyse des différences entre les signaux représentés à la figure 39 n'est pas conclusive. On peut remarquer la valeur inférieure de g des FG5 pendant l'arrêt des pompes, cela peut être le signe d'un effet d'air libre différentiel lié au gradient de déformation élastique entre la zone de pompage et la périphérie du site. Ce gradient déformation résulte lui de la mise sous pression des zones de pompage consécutivement à l'arrêt des pompes.

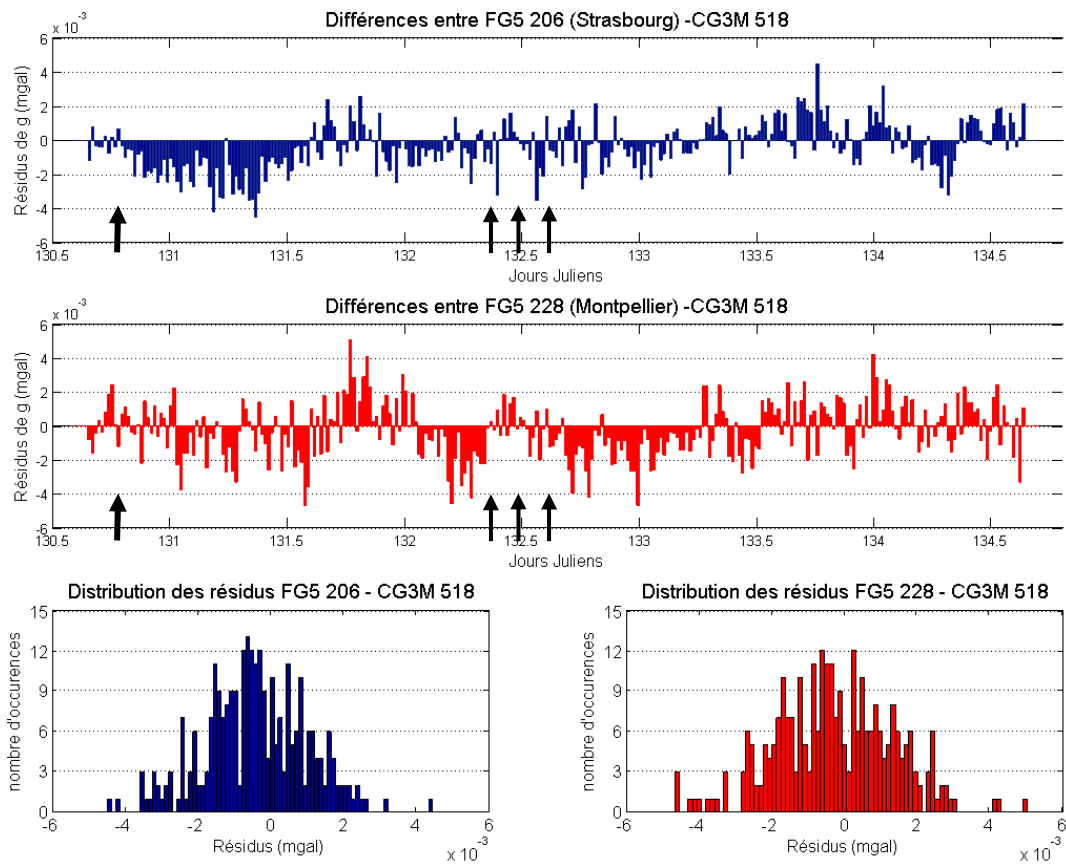


Figure 39 : Signaux différentiels entre les mesures des gravimètres absolus et le signal du CG3M 518, et histogrammes des résidus

La valeur négative de la différence FG5 206–CG3M 518 est bien marquée consécutivement à l’arrêt des pompes, et s’estompe à la date 131.6 (voir ci-dessus). A son maximum, cette différence atteint 3-4 μgals , ce qui correspond à 1 cm de déformation différentielle. Cela semble beaucoup à la lumière des données préliminaires d’inclinométrie (F. Boudin, com.pers.).

Il faut nécessairement analyser conjointement les données GPS, de nivellement et d’inclinométrie pour déceler une déformation éventuelle. On pourra ainsi discriminer l’effet d’air libre de déformation de l’effet newtonien d’attraction des masses d’eaux.

c. CG3M 379

Le CG3M 379 subit des sauts de température qui induisent des sauts dans les résidus de la gravité (voir la figure 40). L’analyse d’un tel signal ne peut être concluante, vu la précision à laquelle on travaille.

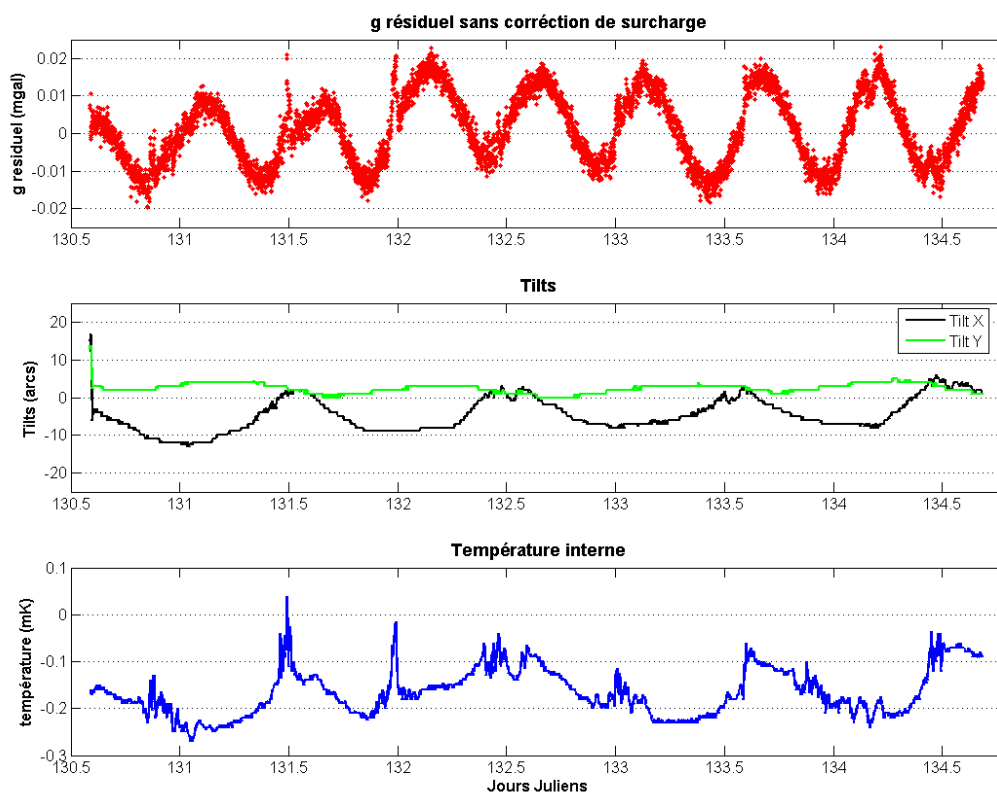


Figure 40 : Résidus de gravité, tilts et température interne du CG3M 379

d. CG3M 424

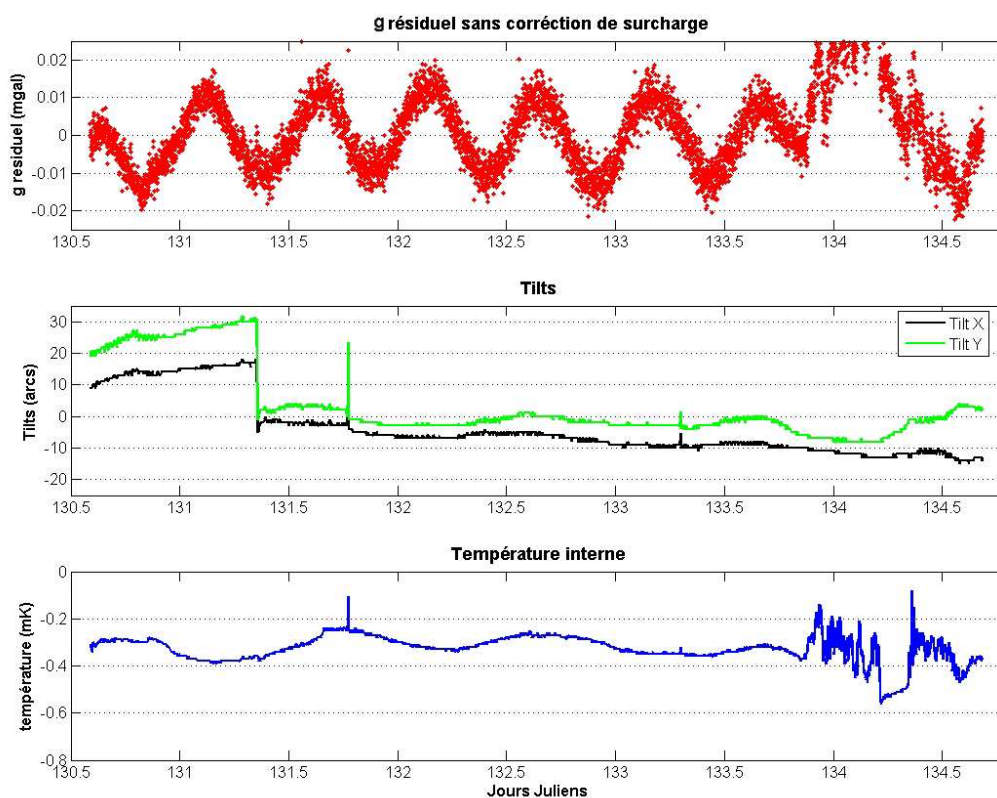


Figure 41: Résidus de gravité, tilts et température interne du CG3M 424

La température interne du CG3M 424 n'a pas été trop destructive jusqu'à la fin du jour 133. On peut raisonnablement analyser le signal jusqu'à cette date. Notons que la remise à zéro des tilts induit un saut de 10 μ gals, à relier avec la mauvaise calibration des tilts. L'étude différentielle révèle un signal de période 24h, dont l'origine est instrumentale : les tilts et/ou la température sont mal calibrés.

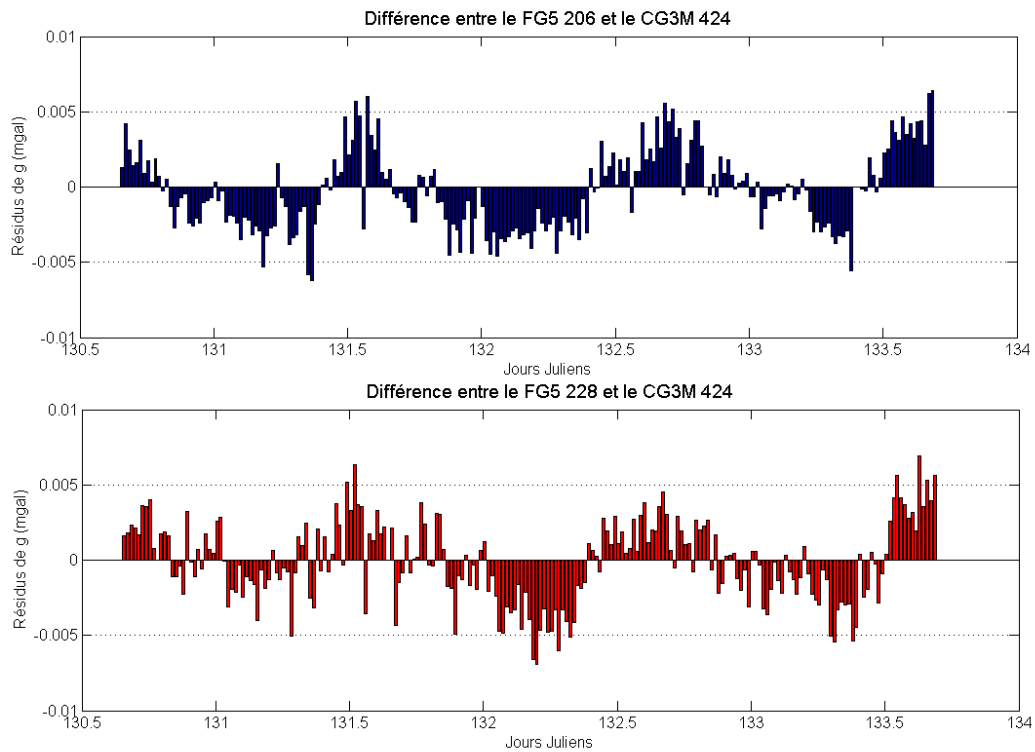


Figure 42: Signaux différentiels entre les mesures des gravimètres absolus et le signal du CG3M 424

Conclusion

L'expérience de pompage sur le site ORE H+ de Plœmeur est la première manipulation à vocation non métrologique à réunir autant d'instruments gravimétriques en France. Le but de cette expérience multidisciplinaire est de mieux caractériser les propriétés hydrologiques et mécaniques d'un réservoir en milieu fracturé par essai de pompage.

Les données gravimétriques ne pourront être pleinement exploitées que lorsque trois conditions seront remplies :

1. les effets gravifiques de la surcharge océanique et de la marée terrestre doivent être totalement déterminés ;
2. l'analyse des données géodésiques de GPS, de nivellement et d'inclinométrie, ainsi que l'analyse des données hydrologiques en forage doivent faire l'objet d'une étude complémentaire ;
3. la dualité nappe libre / nappe captive doit faire l'objet d'une étude, afin de pouvoir les départager de façon précise.

La remontée/récession pluri métrique des niveaux piézométriques sera à mettre en relation avec d'éventuels effets newtoniens décelables de la nappe libre supérieure, afin de contraindre la porosité du milieu. L'analyse différentielle de la gravité permettra d'évaluer la déformation différentielle et la porosité différentielle entre les sites de mesure.

L'analyse préliminaire des données gravifiques de deux gravimètres absolus et cinq gravimètres relatifs est riche d'enseignements. A ce stade, il n'y a pas de signal clair directement lié au fonctionnement hydrologique à l'échelle de l'instrument. En différentiel, le signal n'est guère plus convaincant.

La qualité de mesure des instruments a néanmoins pu être évaluée.

Références

- Agnew, D.C., 1996. Some programs for ocean-tide loading, Scripps Institution of Oceanography Reference Series, 96-8.
- Dehant, V., Defraigne, P. and Wahr, J., 1999. Tides for a convective Earth, *J. Geophys. Res.*, 104, 1035–1058.
- g Users Manual v5.0, 2005, Micro-g Solutions Inc., Erie, Colorado, USA
- Le Borgne T., Bour O., Paillet F.L. and Caudal J-P, Assessment of preferential flow path connectivity and hydraulic properties at single-borehole and cross-borehole scales in a fractured aquifer, *J. of Hydrol.*, in press
- Matlab, The MathWorks, Inc,
- Moreau F., Dauteuil O., Bour O., Gavrilenko P., 2006, GPS measurements of ground deformation induced by water level variations into a granitic aquifer (French Brittany) *Terra Nova*, 18
- Touchard, F., 1999. Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère en socle fracturé. Site de Ploemeur (Morbihan). Mémoire de Géosciences Rennes, *Thèse*.
- Scintrex, 1995. User's Guide: CG3/3M Gravity Meter, Scintrex Ltd, Concord, Ontario, Canada
- Van Camp, M., and Vauterin, P., 2005, Tsoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides, *Computers and Geosciences*, 31(5) 631-640